

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

GÉOMORPHOLOGIE QUATERNAIRE DE L'OUTAOUAIS (QUÉBEC) :
ÉCOULEMENTS GLACIAIRES ET PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA
DÉGLACIATION

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR
MÉLINA DUBOIS VERRET

JUILLET 2015

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de maîtrise, Robert-André Daigneault, qui m'a accompagnée, dirigée et conseillée tout au long de ce projet. De par ton savoir et ton expérience, tu as su développer chez moi l'intérêt de la recherche, de la synthèse et du professionnalisme. Merci pour la confiance que tu m'as accordée tout au long de ces années.

Je désire remercier les professionnels du département de Géographie André Parent et Bertrand Touchette, ainsi que la collaboration de Michel Lamothe et de Sébastien Huot du laboratoire de luminescence Lux, pour votre précieuse aide et votre dévouement. Merci à Martin Roy pour ton expérience et tes conseils judicieux à propos de cette recherche. Merci à Louis Bouchard pour ton aide au laboratoire du milieu naturel et pour ta grande amitié. Un remerciement chaleureux à Jacques Schroeder, pour ta sagesse, tes conseils et ton amitié.

Un merci tout spécial à mes collègues et amis, Sylvain Milette et Éric Leduc qui m'ont généreusement transmis leurs connaissances. Votre aide, qui s'est échelonnée du début de la campagne de terrain à la rédaction de ce mémoire, s'est avérée essentielle. Un merci particulier à Marc-André Hurtubise pour ton amitié et ton aide sans borne au cours de ce projet.

Je tiens également à souligner l'aide et l'appui de ma famille et de mes amis tout au long de cette belle aventure. Un merci rempli de tendresse à Mathieu, pour ta présence dans ma vie, tout simplement. Enfin, un tendre merci à Simone, qui a vu le jour au cours de ce projet et qui depuis, me procure jour après jour fierté et joie.

Merci!

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	XI
RÉSUMÉ	XIII
 INTRODUCTION	 1
 CHAPITRE I	
TERRITOIRE À L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE.....	3
1.1 Localisation du territoire	3
1.2 Physiographie.....	5
1.3 Hydrographie	7
1.4 Géologie du substratum rocheux.....	9
1.4.1 Province géologique du Grenville.....	9
1.4.2 Province géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent	11
1.5 Travaux antérieurs.....	11
1.5.1 Écoulements glaciaires en Outaouais.....	12
1.5.2 Travaux de cartographie des dépôts meubles.....	13
1.5.3 Formes morainiques et positions de la marge glaciaire lors de la déglaciation	16
1.5.4 Le Lac Candona	20
1.5.5 Extension et chronologie de la Mer de Champlain en Outaouais	20
1.6 Méthodologie	23
1.6.1 Les travaux du PACES-Outaouais 2011-2013.....	23

1.6.1.1 <i>Photo-interprétation préliminaire</i>	24
1.6.1.2 <i>Campagne de terrain</i>	24
1.6.1.3 <i>Cartographie des dépôts meubles glaciaires et postglaciaires</i>	26
1.6.2 <i>Datation par luminescence optique</i>	27
1.6.3 <i>Compilation, analyse et interprétation des données régionales</i>	30

CHAPITRE II

L'ÉROSION ET LA CHRONOLOGIE DES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES RÉGIONAUX EN OUTAOUAIS	32
2.1 Macroformes	32
2.2 Mésoformes.....	34
2.2.1 Roches moutonnées.....	34
2.2.2 <i>P-forms</i>	35
2.3 Microformes.....	37
2.3.1 Formes en croissant.....	37
2.3.2 Sillons.....	38
2.3.3 Stries.....	39
2.3.4 Chronologie des écoulements glaciaires	45
2.3.4.1 <i>Données recueillies</i>	45
2.3.4.2 <i>Séquences d'écoulement glaciaire régional</i>	49

CHAPITRE III

LES FORMES D'ACCUMULATION GLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE	52
3.1 Les formes mises en place directement par la glace	52
3.1.1 Les <i>drumlins</i>	56
3.1.2 Les trainées morainiques derrière un abri rocheux	57
3.2 Les formes fluvioglaciaires	58

3.2.1 Les formes juxtaglaciaires.....	58
3.2.1.1 <i>Les eskers</i>	58
3.2.1.2 <i>Les moraines</i>	62
3.2.1.3 <i>Les deltas juxtaglaciaires</i>	66
3.2.2 Les formes proglaciaires	69
3.2.2.1 <i>Les épandages proglaciaires subaériens</i>	69
3.2.2.2 <i>Les épandages proglaciaires subaquatiques</i>	70
3.3 Les formes glaciomarines et marines.....	74
3.3.1 Les deltas.....	74
3.3.2 Les cordons littoraux et les plages	77
3.3.3 Les plaines argileuses.....	80
3.4 Les formes glaciolacustres	82
3.4.1 Les deltas.....	82
3.4.2 Les cordons littoraux et les plages	84
3.4.3 Les plaines argileuses.....	85
3.5 Les formes alluviales	87
3.6 Les formes éoliennes.....	89

CHAPITRE IV

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE L'OUTAOUAIS.. 91

4.1 Événements antérieurs à la dernière glaciation.....	91
4.2 Les écoulements glaciaires lors de la dernière glaciation	92
4.3 La déglaciation	96
4.3.1 Les écoulements tardiglaciaires en Outaouais	97
4.3.2 L'épisode du Lac Candona et la position du front glaciaire pré-Saint-Narcisse I.....	98

4.3.3 La déglaciation au sud de la Moraine de Saint-Narcisse et les positions du front glaciaire pré-Saint-Narcisse II à V	102
4.3.4 La Moraine de Saint-Narcisse et son prolongement avec le front de Saint-Louis-de-Masham.....	104
4.3.5 La déglaciation au nord de la Moraine de Saint-Narcisse.....	107
4.3.5.1 <i>Dans la vallée des Outaouais</i>	107
4.3.5.2 <i>Sur le Bouclier canadien</i>	109
4.3.6 Extension maximale de la Mer de Champlain en Outaouais : modélisations et taux de gauchissement	113
4.3.7 Épisode glaciolacustre dans la vallée de la rivière du Lièvre	121
4.3.8 Datation des événements liés à la déglaciation de l'Outaouais et nouveaux isochrones du retrait glaciaire.....	124
4.4 La période postglaciaire	129
CONCLUSION	131
ANNEXE A	135
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DES RÉGIONS DE MANIWAKI (31J/05-OUEST) ET DU LAC PYTHONGA (31K/08) (2 CARTES).	
ANNEXE B.....	136
LOCALISATION DES SITES DE VALIDATION ET LEURS NUMÉROS DE RÉFÉRENCE CITÉS DANS LE MÉMOIRE, ET LOCALISATION DES SITES DE DATATION EN LUMINESCENCE OPTIQUE.	
ANNEXE C.....	138
TABLEAUX DE RÉSULTATS ISSUS DES DATATIONS IRSL.	
BIBLIOGRAPHIE	141

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation de la région à l'étude	4
1.2 Topographie de l'Outaouais et division des régions physiographiques.....	6
1.3 Bassins hydrographiques de l'Outaouais	8
1.4 Géologie du substrat rocheux de l'Outaouais.....	10
1.5 Patron des écoulements glaciaires au sud d'Ottawa selon Ross <i>et al.</i> (2006).....	14
1.6 Positions du front glaciaire aux pourtours de la vallée des Outaouais proposées par plusieurs auteurs.....	19
1.7 Répartition de la cartographie des formations superficielles en Outaouais dans le cadre du PACES selon les différents auteurs.....	27
2.1 Répartition spatiale et orientation des principaux drumlins rocheux en Outaouais.....	33
2.2 Profil caractéristique d'une roche moutonnée qui témoigne d'un écoulement glaciaire vers le SSE	34
2.3 Stries vers le sud sur la face amont glaciaire d'une roche moutonnée et stries NNE-SSO sur une face protégée qui témoigne d'un mouvement plus ancien.....	35
2.4 <i>P-forms</i> sur le site de Cantley.....	36
2.5 Broutures concaves vestiges d'un écoulement vers le SSE (148°) sur un affleurement de syénite.....	38
2.6 Affleurement rocheux au nord de Gatineau présentant des indices de trois mouvements glaciaires sur une surface légèrement inclinée.....	39
2.7 Orientation et chronologie relative des microformes d'érosion glaciaire.	41
2.8 Diagramme de l'orientation des microformes d'érosion pour l'ensemble du territoire (697 mesures).....	42
2.9 Affleurement strié de gneiss observé dans la région de Mont-Tremblant et témoignant d'un mouvement glaciaire ONO-ESE (109°-289°).....	43
2.10 Répartition spatiale des données recueillies en Outaouais regroupées en quatre mouvements principaux.....	44
2.11 Affleurement de calcaire montrant deux familles de stries	48
2.12 Affleurement strié à l'est de Cantley présentant un écoulement ancien ONO-ESE sur la face aval protégée et deux mouvements sur la face principale.....	49
2.13 Chronologie des écoulements glaciaires régionaux basée sur la distribution des microformes.....	51

3.1	Répartition spatiale du till en Outaouais selon son épaisseur.....	54
3.2	Coupe de till d'une hauteur de 15 m à l'ouest de Maniwaki.....	55
3.3	Till d'ablation recouvrant un till de fond fissile et très compact.....	56
3.4	Vue de profil d'une trainée morainique derrière un abri rocheux à l'ouest de Maniwaki.....	57
3.5	Répartition spatiale des sédiments et formes fluvioglaciaires en Outaouais.....	59
3.6	Répartition spatiale des moraines et des eskers en Outaouais.....	60
3.7	Esker de 35 m de hauteur et d'orientation N-S dans la réserve autochtone Kitigan Zibi, à l'ouest de Maniwaki.....	61
3.8	Une couche de 5 m d'argile glaciomarine massive issue de la Mer de Champlain scelle le dessus et les flancs d'un esker dans la région de Shawville.....	62
3.9	Vue détaillée des tronçons de la Moraine de Saint-Narcisse identifiés entre les régions du lac Simon et de Saint-Faustin-Lac-Carré, ainsi que des crêtes morainiques sur les flancs du mont Tremblant.....	63
3.10	Coupe de 8 m dans un tronçon de la Moraine de Saint-Narcisse au sud du lac Simon.....	64
3.11	Moraine mineure d'orientation E-O près de la ville de Gracefield.....	65
3.12	Répartition spatiale et altitude (m) des deltas juxtaglaciaires en Outaouais, ainsi que des épandages proglaciaires subaquatiques.....	67
3.13	Delta-kame à 227 m dans la région de Saint-Sixte, au nord de Thurso.....	68
3.14	Épandage proglaciaire subaérien au sud du lac Saint-Patrice.....	70
3.15	Coupe dans un épandage proglaciaire subaquatique près de la ville de Maniwaki.....	72
3.16	Épandage proglaciaire subaquatique dans la région de Saint-Louis-de-Masham, au nord-ouest de Wakefield, d'une hauteur de 29 m et d'une élévation de 202 m.....	73
3.17	Épandage proglaciaire subaquatique de 27 m de hauteur contrastant avec la plaine argileuse environnante.....	73
3.18	Répartition spatiale des formes glaciomarines en Outaouais.....	75
3.19	Delta glaciomarin régressif dans la région de Maniwaki d'une hauteur de 30 m et d'une altitude de 205 m.....	76
3.20	Plage de 3 à 6 m d'épaisseur comprenant un horizon fossilifère au sommet d'une coupe de dépôts juxtaglaciaires. Région de Campbell's Bay, entre Fort-Coulonge et Shawville.....	79
3.21	Succession de crêtes parallèles constituant des cordons littoraux dans la région de Maniwaki.....	80
3.22	Coupe à 181 m d'altitude présentant des rythmites glaciomarines aux abords de la rivière Gatineau, près de la ville de Maniwaki.....	81
3.23	Répartition spatiale des formes glaciolacustres en Outaouais.....	83
3.24	Delta glaciolacustre qui a été entaillé par l'érosion fluviale et qui forme une plaine vallonnée à l'est de Fort-Coulonge à 230 m d'altitude.....	84

3.25	Plage glaciolacustre à 289 m d'altitude présentant un faciès sublittoral où alternent les sables fins et moyens.....	85
3.26	Coupe présentant des rythmites glaciolacustres proximales à 229 m d'altitude reposant sur un till au sud de Mont-Laurier.....	86
3.27	Répartition spatiale des plaines alluviales en Outaouais et des terrasses fluviales situées aux abords de la rivière des Outaouais.....	88
3.28	Plaine alluviale bordant la rivière Gatineau entaillée par des chenaux fluviatiles.....	89
3.29	Dune parabolique de sables fins dans la région de Maniwaki.....	90
4.1	Synthèse des écoulements glaciaires en Outaouais au cours de la glaciation wisconsinienne.....	95
4.2	Position de la marge glaciaire et limite septentrionale du Lac Candona dans la région d'Ottawa-Montréal à environ 11,3 ka BP.....	99
4.3	Positions des cinq fronts glaciaires pré-Saint-Narcisse en Outaouais.....	101
4.4	Répartition spatiale des épandages proglaciaires subaquatiques et les alignements régionaux de certains d'entre eux qui matérialisent des arrêts ponctuels de la marge glaciaire lors de la déglaciation.....	103
4.5	Prolongement de la Moraine de Saint-Narcisse vers le SO jusqu'à la position du front glaciaire de Saint-Louis-de-Masham.....	106
4.6	Positions des fronts glaciaires lors de la déglaciation en Outaouais.....	108
4.7	Synthèse régionale des positions proposées du front glaciaire lors de la déglaciation en Outaouais et celles suggérées par plusieurs auteurs dans les régions périphériques.....	112
4.8	Modèle de l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain à une altitude maximale de 235 m lorsque le front glaciaire se trouve au niveau de la Moraine de Saint-Narcisse.....	114
4.9	Modèle de l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain en Outaouais.....	115
4.10	Isobases des altitudes maximales en Outaouais indiquant un taux de gauchissement glacio-isostatique moyen de 0,4 m/km vers le NNO.....	118
4.11	Extension de la Mer de Champlain dans la haute vallée de la rivière du Lièvre.....	122
4.12	Position des trois nouveaux isochrones du retrait glaciaire basés sur la présente recherche et répartition des isochrones d'autres auteurs pour un portrait régional de la déglaciation dans le sud-ouest du Québec.....	125

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
4.1 Datations radiocarbones en Outaouais effectuées par plusieurs auteurs....	126

LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

BDTQ	Base de données topographiques du Québec
BP	<i>Before present</i>
CCM	Ceinture centrale des métasédiments
CGC	Ceinture des gneiss centraux
DEM	<i>Digital elevation model</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
IRSL	<i>Infra-Red Stimulation Luminescence</i>
K	Potassium
OSL	<i>Optical Stimulated Luminescence</i>
MDDEP	Ministère du Développement durable, Environnement et Parcs
MRNF	Ministère des Ressources naturelles et de la Faune
PACES	Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec
SIF	Système d'inventaire forestier
SNRC	Système national de référence cartographique
Th	Thorium
U	Uranium
UQAM	Université du Québec à Montréal
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest
cal	Calendaire
HCl	Acide chlorhydrique
m	Mètre
cm	Centimètre
g	Gramme
ka	Millier d'années
km	Kilomètre
Ma	Million d'années

mm	Millimètre
ml	Millilitre
nm	Nanomètre
μm	Micron
α	Alpha
β	Beta
γ	Gamma
%	Pourcentage
°	Degré
^{14}C	Carbone 14

RÉSUMÉ

Les formations superficielles de 28 feuillets cartographiques (1 :50 000), complets ou partiels, ont été cartographiées sur le territoire municipalisé de l'Outaouais dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec (PACES). L'analyse et l'interprétation des données recueillies a permis une reconstitution des événements de la dernière glaciation, de la déglaciation et de la période postglaciaire en Outaouais.

Une séquence des écoulements glaciaires principaux basée sur près de 700 mesures de marques d'érosion glaciaire (stries, cannelures, etc.) et leur recoupement indique la chronologie suivante : 1) ONO-ESE, d'âge et de direction inconnue, possiblement associé à une glaciation antérieure à la glaciation wisconsinienne. 2) SO, attribué à l'englaciation du territoire. 3) S et SSE, représentant l'écoulement dominant en Outaouais attribué à la période du pléniglaciaire, et finalement 4) SSE et SE, associés aux écoulements tardiglaciaires.

À partir de la répartition spatiale des tronçons morainiques, des delta-kames, des eskers, des épandages subaquatiques et des stries associées à la déglaciation, une trentaine de positions du front glaciaire ont été identifiées et permettent de préciser le mode de déglaciation régional : le retrait de la marge glaciaire se serait effectué généralement vers le NNO avec une lobation dans la vallée des Outaouais engendrant un léger retard de la déglaciation dans ce secteur. Une portion de la Moraine de Saint-Narcisse, visible à l'est du territoire, est corrélée avec la position de Saint-Louis-de-Masham, puis avec le lobe A des Outaouais et Algonquins I en Ontario. Cette position glaciaire représente le début de l'époque climatique du Dryas récent vers 10,9 ka BP (12,8 cal. ka). Précédent cet épisode, cinq positions du front glaciaire pré-Saint-Narcisse ont été identifiées dans le sud de l'Outaouais. La première position aurait été en contact avec le Lac Candona (altitude maximale de 240 m) vers 11,1 ka BP (13 cal. ka) et les quatre suivantes en contact avec la Mer de Champlain. Une série de moraines d'orientation NE-SO forment un dernier front morainique d'importance régionale dans la région du réservoir Baskatong et du lac Saint-Patrice (ouest de l'Outaouais) qui pourrait être relié au système de Mars-Batiscan identifié dans les régions de Charlevoix et de la Mauricie. Ce prolongement de la Moraine Mars-Batiscan correspond à la période climatique de la fin du Dryas récent vers 10 ka BP (11,4 cal. ka). Des datations effectuées dans le cadre de cette recherche en luminescence optique sur des sédiments deltaïques au NO du réservoir Baskatong (10,2 +/- 1,5 ka), à une altitude d'une trentaine de mètres sous la limite marine, et sur des sédiments éoliens de la région de Maniwaki (11,4 +/- 0,8 ka) viennent appuyer

les dernières phases de cette chronologie de la déglaciation de l'Outaouais. Le secteur à l'étude aurait été libre de glace vers 9600 BP (11 cal. ka).

Les données d'altitude recensées sur les deltas glaciomarins et juxtaglaciaires ont permis de modéliser l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain. Un premier modèle illustre l'épisode marin au sud de la Moraine de Saint-Narcisse (altitude maximale de 235 m), tandis qu'un second modèle présente l'extension diachronique complète de la Mer de Champlain en Outaouais jusqu'au réservoir Baskatong (altitude maximale de 263 m), et prend en compte l'abaissement du plan d'eau d'une quinzaine de mètres au cours de la pause de Saint-Narcisse dû à la remontée du territoire par glacio-isostasie. La superficie totale de la Mer de Champlain en Outaouais aurait été d'environ 18 600 km². Ces données permettent également d'évaluer le taux de gauchissement moyen du territoire à 0,4 m/km vers le NNO à cette époque.

MOTS CLÉS : Écoulement glaciaire, géomorphologie, déglaciation, Outaouais, Moraine de Saint-Narcisse, Mer de Champlain.

INTRODUCTION

Au cours du Quaternaire, une période caractérisée par d'importantes variations climatiques, plusieurs glaciations se sont succédées sur les territoires septentrionaux. Au maximum de la dernière glaciation, la cryosphère était trois fois plus importante qu'à l'actuel, recouvrant près de 32 % de la surface continentale mondiale (Huggett, 2011). L'Inlandsis laurentidien a couvert la presque totalité du Canada et le nord des États-Unis, atteignant son extension maximale entre 26 500 et 19 000 ans BP (Clark *et al.*, 2009). La fonte de cette masse glaciaire a eu pour effet la hausse du niveau marin et l'immersion des zones côtières de basses altitudes, encore enfoncées par le poids des glaces. Au sud-ouest du Québec, l'éphémère Mer de Champlain a envahi la vallée du Saint-Laurent jusqu'à ce que le relèvement de la croûte continentale libère le territoire des plans d'eau épicontinentaux et rééquilibre les réseaux de drainage. Les paysages actuels portent les traces de ces événements climatiques, que ce soit par les formes d'accumulation glaciaire et postglaciaire ou par les indices d'érosion glaciaire. L'étude de ces vestiges permet une compréhension plus exhaustive des événements qui ont façonné nos paysages et qui influencent aujourd'hui nos manières de vivre et de s'approprier le territoire.

Cette recherche porte sur l'identification et la description des événements glaciaires et postglaciaires qui ont marqué la région de l'Outaouais. Plusieurs études locales, principalement dans les régions de Gatineau, d'Ottawa et de la vallée de la rivière des Outaouais, ont proposé des reconstitutions de l'histoire quaternaire, mais peu ont tenté de dresser un portrait à plus petite échelle, au niveau régional, de l'histoire de la glaciation wisconsinienne sur tout le territoire. L'objectif général de ce travail est d'approfondir les connaissances quant à la paléogéographie de la région de l'Outaouais. Deux objectifs secondaires découlent de celui-ci, soit 1) d'établir une

synthèse chronologique des écoulements glaciaires et 2) de proposer un nouveau modèle de la déglaciation à partir des formes glaciaires et postglaciaires identifiées.

Le choix du territoire d'étude a été motivé par la mise en place du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec (PACES). Ce projet d'envergure a été entrepris en 2008 par le Gouvernement du Québec et vise la caractérisation de la ressource en eau souterraine des territoires municipalisés de la province dans l'optique d'assurer la pérennité de celle-ci. Plusieurs régions dans la partie méridionale du Québec ont bénéficié de ce programme, dont l'Outaouais, en 2010 (Québec MDDEP, 2010). En amont du travail hydrogéologique, la recherche comprend un volet de cartographie des dépôts quaternaires qui a été confié aux départements de Géographie et des Sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal (UQAM). J'ai moi-même pris part à ce projet en effectuant la cartographie quaternaire de la région de Maniwaki (31K/08 et 31J/05-ouest), dont les cartes sont annexées au présent document (annexe A).

Ce mémoire est divisé en quatre chapitres. Le premier met en contexte le territoire d'étude et ses caractéristiques physiques propres, telles la physiographie, l'hydrographie et la géologie du substratum. Une recension des travaux antérieurs, ainsi que la méthodologie employée au cours de cette recherche y sont présentées. Le deuxième chapitre aborde l'érosion du substratum rocheux induite par le glacier, ainsi que les différentes directions et la chronologie des écoulements. La troisième partie traite de la géomorphologie de la région, soit des formes glaciaires et postglaciaires. Enfin, le dernier chapitre présente une reconstitution paléogéographique des principaux événements quaternaires de l'Outaouais à partir de l'ensemble des données recensées, analysées et interprétées.

CHAPITRE I

TERRITOIRE À L'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE

1.1 Localisation du territoire

Le territoire à l'étude est situé dans la région administrative de l'Outaouais, au sud-ouest du Québec, et inclut la partie ouest de la région administrative des Laurentides. Ce territoire s'étend entre la rivière des Outaouais au sud, qui délimite la frontière Québec/Ontario, et la latitude 47°00'00''N, ainsi qu'entre les longitudes 74°30'00'' et 78°00'00''O (figure 1.1). Il comprend les MRC d'Antoine-Labelle, des Laurentides, d'Argenteuil, de la Vallée-de-la-Gatineau, des Collines-de-l'Outaouais, de Papineau, de Pontiac, ainsi que la région de Gatineau. Une mince bande de territoire, à l'extrémité ouest de la région, fait partie de la MRC du Témiscamingue de la région administrative d'Abitibi-Témiscamingue. Le territoire à l'étude est communément désigné l'Outaouais et ses limites sont basées sur le tracé des feuillets topographiques du système national de référence cartographique (SNRC) à l'échelle 1 :50 000. Au total, cette région a une superficie de plus de 25 000 km² et couvre totalement ou partiellement 28 feuillets du SNRC; les feuillets au sud étant limités par la frontière provinciale. La principale ville, d'un point de vue démographique, est Gatineau, située à 200 km à l'ouest de Montréal, et compte plus de 265 000 habitants (Statistique Canada, 2011).

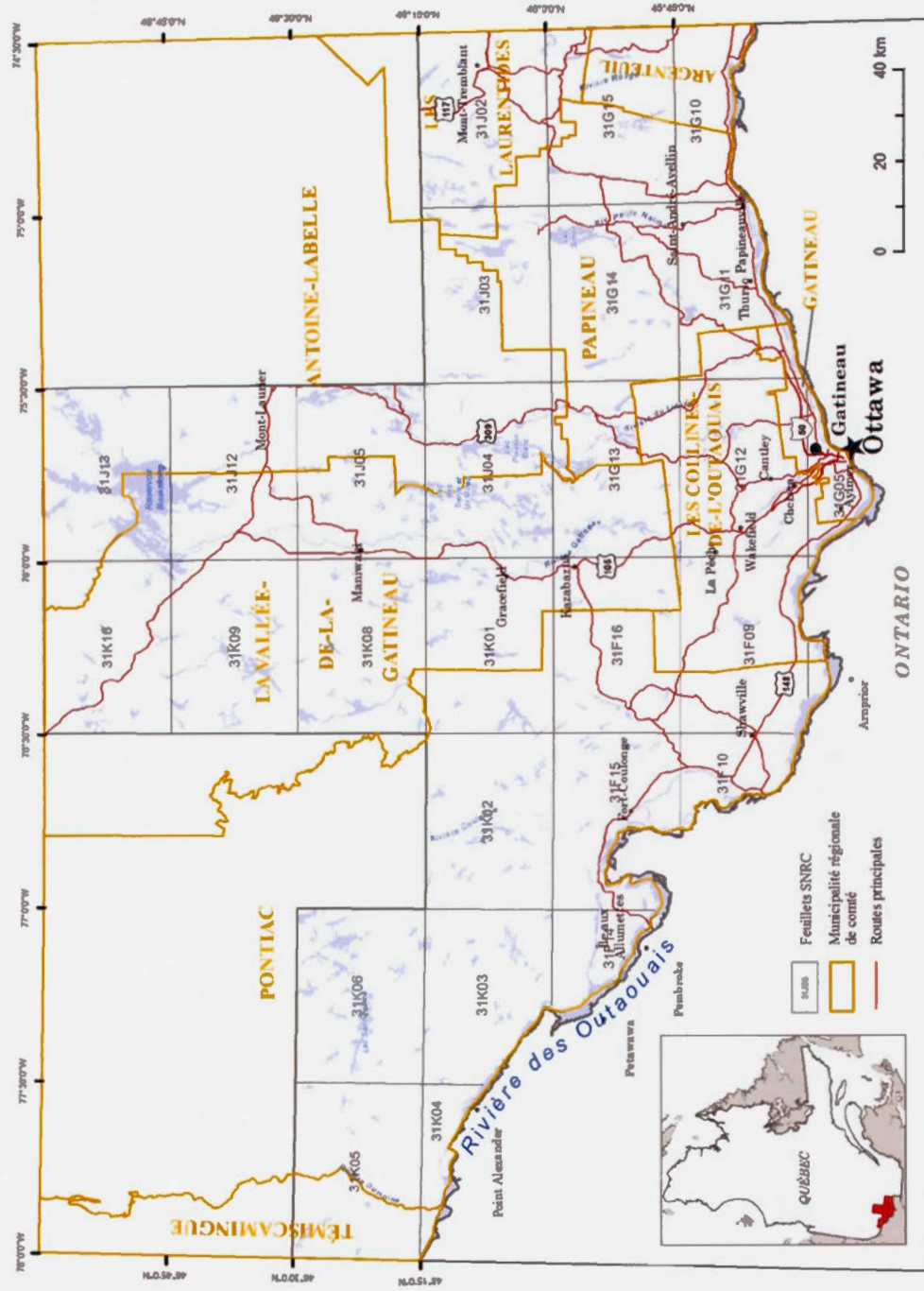


Figure 1.1 : Localisation de la région à l'étude.

1.2 Physiographie

La presque totalité du territoire de l'Outaouais prend place sur le Bouclier canadien, dans la région physiographique Laurentienne et dans la sous-région des hautes terres laurentiennes (Bostock, 1972). Une infime partie du territoire est située dans la région physiographique des basses-terres du Saint-Laurent, au sud du Bouclier canadien et drainée par la rivière des Outaouais (figure 1.2).

L'altitude des basses-terres du Saint-Laurent varie entre 32 et 150 m. L'escarpement d'Eardley, lequel culmine à 380 m marque la limite entre les deux régions physiographiques. Dans le cadre de cette recherche, nous utilisons le terme de «basses-terres des Outaouais» pour désigner le territoire de plus basse altitude au pourtour de la vallée des Outaouais. Au nord de l'escarpement d'Eardley, l'élévation du relief pénéplané augmente graduellement jusqu'à atteindre 400 mètres au nord-ouest de Maniwaki et au nord-est de Mont-Laurier. Les hautes terres laurentiennes consistent en une succession de collines de hauteurs moyennes entre 250 et 450 m entaillées en plusieurs endroits par de grandes vallées d'orientation générale N-S. Dans la haute vallée de la Gatineau, on retrouve des terrains de plus basses altitudes autour du réservoir Baskatong que l'on nomme librement dans cette recherche comme étant les «basses-terres du Baskatong». Les plus hauts sommets du territoire prennent place dans les régions du mont Tremblant et du mont Sir-Wilfrid où ils culminent respectivement à 968 mètres et 783 m d'altitude.

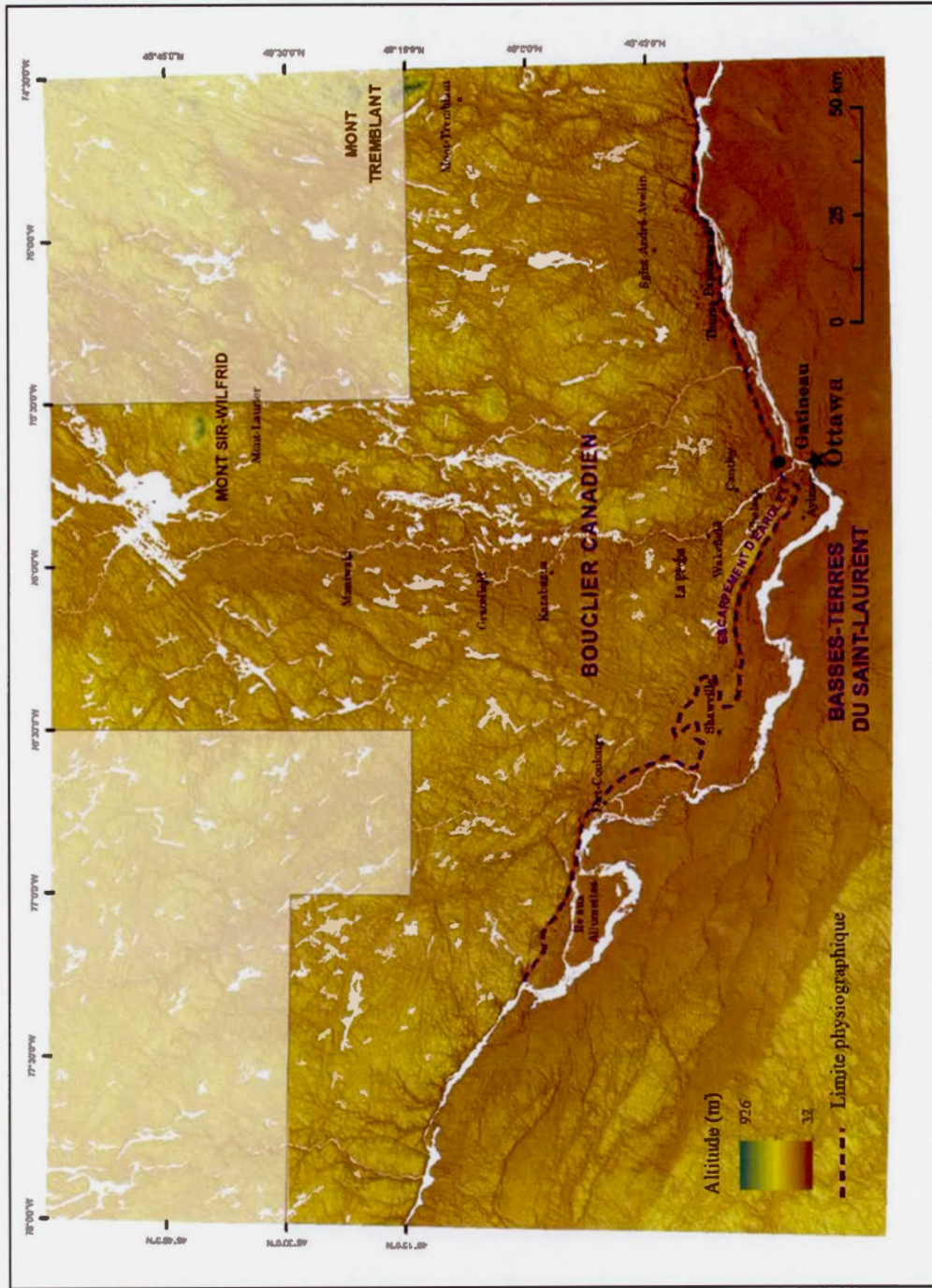


Figure 1.2 : Topographie de l'Ottawa et division des régions physiographiques.

1.3 Hydrographie

Le réseau hydrographique est tributaire de la rivière des Outaouais qui elle, s'écoule du NO au SE jusqu'au fleuve Saint-Laurent. La superficie totale du bassin versant de la rivière des Outaouais est de 146 334 km² dont près du deux tiers sont situées dans la portion québécoise du territoire, le reste étant compris à l'intérieur des frontières de l'Ontario (Québec MDDEP, 2002). Au nord de la rivière des Outaouais, le drainage des rivières s'effectue vers le sud. Le territoire à l'étude comprend 13 sous-bassins versants soit, d'ouest en est : les bassins versants des rivières Dumoine, des Outaouais, Noire, Coulonge, Crique à Bernard, Quyon, Gatineau, Blanche Ouest, du Lièvre, Blanche Est, de la Petite Nation, Saumon et Rouge (figure 1.3). Les principaux plans d'eau sont le réservoir Baskatong (328 km²), le réservoir du lac du Poisson Blanc (85 km²), le lac Simon (85 km²) et le lac des Trente et Un Mille (28,5 km²). Le réservoir Baskatong, émissaire de la rivière Gatineau, est situé à une quarantaine de kilomètres au nord de Maniwaki. Il a été formé en 1926-1927 lors de la construction du barrage Mercier et son étendue actuelle englobe une douzaine d'anciens lacs (Québec Commission de toponymie, 2012).

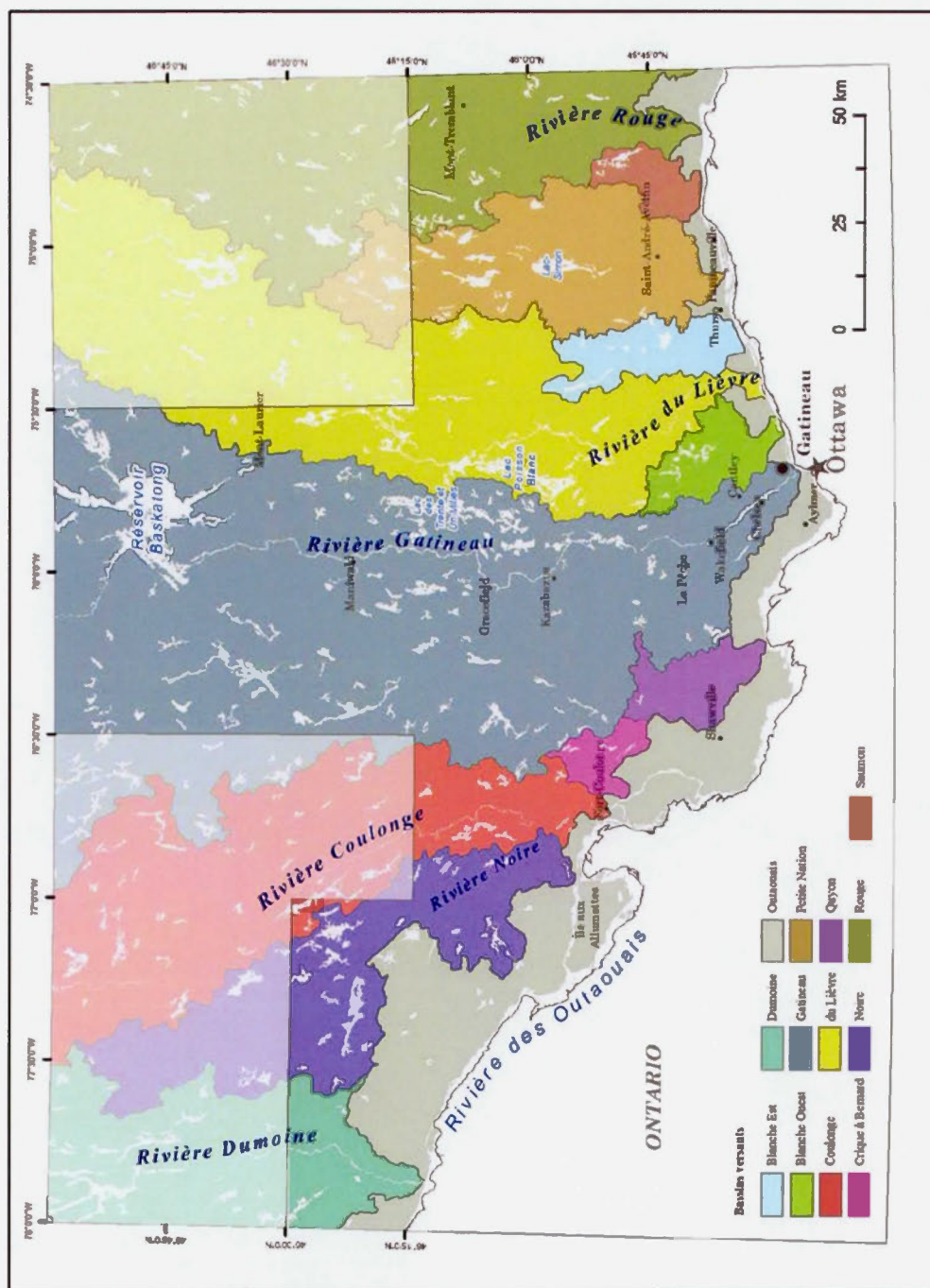


Figure 1.3 : Bassins hydrographiques de l’Outaouais.

1.4 Géologie du substratum rocheux

La région de l'Outaouais comprend deux grands ensembles géologiques : la Province de Grenville et la Plate-forme du Saint-Laurent.

1.4.1 Province géologique du Grenville

Datant du Mésoproterozoïque, la Province de Grenville est la dernière formation à s'être ajoutée au noyau du Bouclier canadien lors de l'orogénèse grenvillienne. Elle représente une large bande de roches précambriennes métamorphiques et ignées, qui s'étend du Labrador aux Grands Lacs, limitée au nord par le Front de Grenville qui la sépare des formations plus anciennes (Hocq, 1994). Sur le territoire à l'étude, on compte quatre ensembles lithologiques distincts dans cette province géologique (figure 1.4) (Québec MRNF, 2002) : les roches méta-ignées d'âge archéen, les roches méta-ignées d'âge archéen et/ou protérozoïque, ainsi que les roches métasédimentaires et intrusives d'âge protérozoïque.

Le socle gneissique d'âge archéen n'est présent qu'au nord-ouest des limites du territoire étudié. Ce massif fait toutefois partie d'une entité beaucoup plus grande du terrain Parautochtone qui ceinture tout le Front de Grenville (Hocq, 1994). Les roches d'âge archéen et/ou protérozoïque couvrent plus de 40 % du territoire. Les roches méta-ignées en couvrent la plus grande partie à l'ouest du Linéament de Cayamant, dans la zone de la Ceinture des gneiss centraux (CGC; Wynne-Edwards, 1972). Celle-ci est constituée de divers type de gneiss hautement métamorphisés. Des gneiss charnockitiques et granitoïdes sont également présents à l'est du territoire, imbriqués dans les roches métasédimentaires de la Ceinture centrale des métasédiments (CCM; Wynne-Edwards, 1972).

Les roches Protérozoïques métasédimentaires occupent près de la moitié de la superficie de la région et se concentrent à l'est du Linéament de Cayamant. Les paragneiss, quartzite et amphibolite y sont majoritairement présents et chevauchent

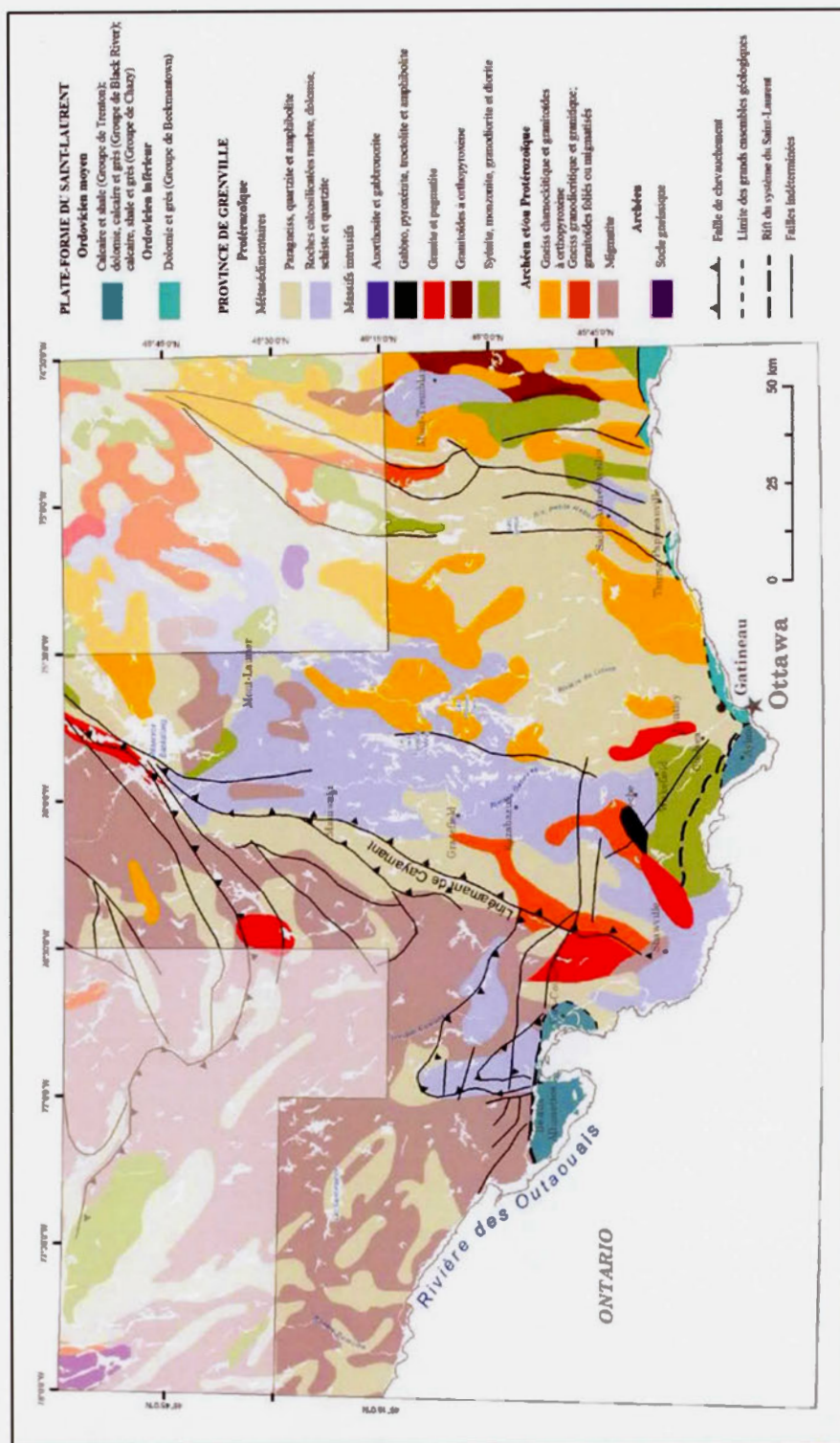


Figure 1.4 : Géologie du substrat rocheux de l'Outaouais (modifiée de : Québec MRNF, 2002; Davidson, 1998).

également le domaine des migmatites de la CGC. Aux abords de la rivière Gatineau, on observe de grands ensembles composés de roches calcosilicatées, de marbre, de dolomie, de schiste et de quartzite. Les roches intrusives datant du Protérozoïque sont distribuées de façon ponctuelle sur tout le territoire et couvrent moins de 10 % de celui-ci. Les granites et pegmatites s'étendent au pourtour du Linéament de Cayamant.

1.4.2 Province géologique de la Plate-forme du Saint-Laurent

Le socle cristallin précambrien du Grenville est recouvert en discordance par les roches sédimentaires peu déformées de la Plate-forme du Saint-Laurent. Ces roches sont d'âge cambrien supérieur et ordovicien (Hocq, 1994). Aux abords de la rivière des Outaouais, on distingue quatre divisions lithologiques principales : les Groupes de Beekmantown, de Chazy, de Black River et de Trenton qui réunissent des roches carbonatées et silicoclastiques (figure 1.4) (Québec MRNF, 2002). La principale caractéristique structurale de cette région est le système de graben d'Ottawa-Bonnechère, aussi appelé graben d'Ottawa (Kumarapeli, 1985; Gadd, 1987; Fulton *et al.*, 1987). Il se reflète par la faille d'Eardley, visible à l'ouest de la ville de Gatineau et parallèle à la rivière des Outaouais. Ce système de failles normales, qui traversent la Plate-forme du Saint-Laurent, a été amorcé par la dislocation du supercontinent Rodinia lors de l'ouverture de l'océan Iapetus, du Précambrien supérieur à l'Ordovicien (Rocher et Tremblay, 2001). Au Mésozoïque, la division de Pangée et l'ouverture de l'océan Atlantique ont engendré d'autres extensions NNE à NNO qui ont eu pour conséquence la réactivation des failles antérieures dans la vallée du Saint-Laurent (*idem*).

1.5 Travaux antérieurs

Beaucoup de travaux sur la géologie quaternaire ont été effectués en Outaouais, et ce, principalement au sud du territoire. La Moraine de Saint-Narcisse a été l'objet de plusieurs recherches, de même que l'extension et la datation de la Mer de Champlain.

Il reste néanmoins beaucoup de questionnement quant à la chronologie des événements glaciaires et post-glaciaires qui ont façonné le territoire et les travaux au nord de la Moraine de Saint-Narcisse restent fragmentaires. Nous présentons ici une synthèse des travaux antérieurs regroupée selon des thématiques reliées aux travaux de recherche. Il est à noter que toutes les datations conventionnelles au radiocarbone et en années BP présentées dans ce mémoire ont été converties en dates calendaires à partir du logiciel de conversion de Fairbanks *et al.* (2005).

1.5.1 Écoulements glaciaires en Outaouais

Tous les dépôts quaternaires en Outaouais témoignent d'événements datant de la période glaciaire wisconsinienne jusqu'à l'actuel. Cependant, Caron (2007) a recensé des microformes d'érosion d'orientation ESE-ONO sur une surface striée dans la région de Mont-Laurier et l'associe à un écoulement glaciaire antérieur à la glaciation wisconsinienne.

Au cours de l'englaciation wisconsinienne, l'écoulement glaciaire principal dans les hautes terres se serait écoulé du N au S, suivant les vallées subparallèles comme la Gatineau et la Lièvre et aurait bifurqué en direction du SO vers le bassin du lac Ontario, formant le lobe du lac Ontario (Fulton *et al.*, 1987; Gadd, 1980; 1987; 1988; Vincent, 1989). Plusieurs auteurs notent un écoulement dominant vers le SSE lors du pléniglaciaire dans la région de l'Outaouais (Laverdière et Courtemanche, 1965; Allard, 1977; Ross *et al.*, 2006; Caron, 2007; Fleury, 2008; Hurtubise, 2014). Plus à l'ouest, dans la région du Témiscamingue, les glaces du secteur du Labrador se seraient écoulées vers le S et le SO, pour rejoindre le bassin amont de la rivière des Outaouais (Veillette, 1983; 1988).

Lors de la déglaciation, les glaces se seraient écoulées vers le SO en direction du bassin du lac Ontario et vers le S dans la région d'Ottawa (Fulton *et al.*, 1987). Ross *et al.* (2006) posent l'hypothèse d'une convergence des écoulements lors de la déglaciation des régions Ottawa-Montréal-Adirondack vers le bassin du lac Ontario

en direction du SO (figure 1.5). Un écoulement vers le sud aurait précédé et suivi cet épisode, l'un relié au dernier maximum glaciaire et l'autre à la déglaciation du territoire. Ce dernier aurait agi en tant que mécanisme de réajustement suite à l'arrêt du courant glaciaire vers le SO. En amont d'Ottawa, l'écoulement tardiglaciaire a été influencé par l'orientation de la vallée des Outaouais vers le SE. Un lobe de glace s'y est formé, provoquant un retard de la déglaciation dans la vallée par rapport aux terres avoisinantes (Barnett, 1988). Le retrait glaciaire a été influencé par l'orientation des grandes vallées nord-sud de l'Outaouais, comme les vallées de la Gatineau et du Lièvre, et plus l'épaisseur de la glace diminuait, plus la topographie jouait un rôle important dans l'orientation de l'écoulement glaciaire. Au sud de l'Outaouais, les glaces se sont retirées dans un axe NNO-SSE (Allard, 1977 et 1980). Dans le secteur de Saint-Faustin-Saint-Jovite, au sud de Mont-Tremblant, des indices d'un écoulement glaciaire vers le SE et l'ESE laissent supposés que le front glaciaire s'y retirait vers le NO avec un contrôle topographique plus important en fin de déglaciation (Lamothe, 1977). Dans la région de Mont-Laurier, les stries liées à la déglaciation sont d'orientation SSE et SE (Caron, 2007). Au nord du Baskatong, la glace s'est retirée vers le NNE en direction du lac Mistassini (Veillette, 2004).

1.5.2 Travaux de cartographie des dépôts meubles

Gadd (1963) a effectué une cartographie des dépôts meubles de la région de Chalk River, en Ontario, qui comprend également la petite région de Rapides-des-Joachims (31K/04), située sur le territoire québécois.

Buckley (1970) a réalisé une carte des dépôts superficiels du parc de la Gatineau qui couvre le territoire des feuillets 31F/09 et 31G/12. On y présente les formes d'érosion, d'accumulation et les types de dépôts reliés à la dernière glaciation.

Allard (1977 et 1980) s'est penché sur les régions de Wakefield et Gatineau-Lièvre, et y a réalisé des cartes des formations superficielles à l'échelle 1 :50 000 qui couvrent les feuillets du 31G/13 (partie sud), 31G/12 et 31G/05 (partie nord).

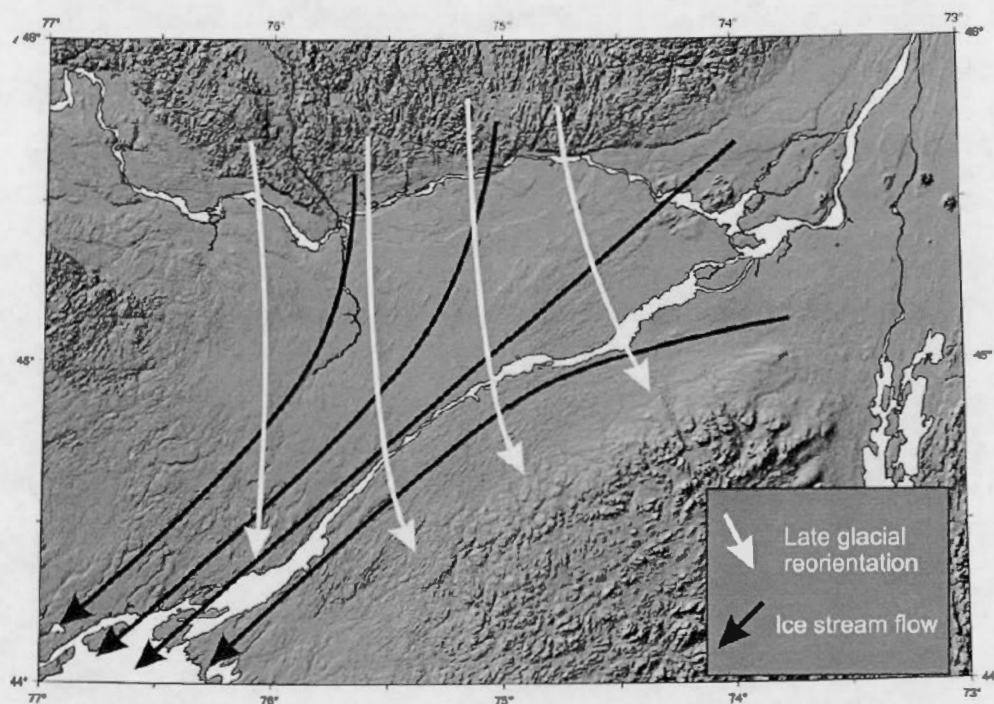


Figure 1.5 : Patron des écoulements glaciaires au sud d'Ottawa selon Ross *et al.* (2006). Le premier courant glaciaire vers le SO (flèches noires), en direction du bassin du lac Ontario, aurait caractérisé le début de la déglaciation, puis un réajustement des écoulements vers le S aurait suivi (flèches blanches), suite à l'arrêt du courant glaciaire (tiré de Ross *et al.*, 2006).

Lamothe (1977) a cartographié les dépôts superficiels de la région de Saint-Faustin – Saint-Jovite à l'échelle 1 :20 000. Ce mémoire se penche plus spécifiquement sur une section de la Moraine de Saint-Narcisse située au sud de Saint-Jovite.

S.H. Richard a publié plusieurs cartes des dépôts de surface à différentes échelles spatiales pour le compte de la Commission géologique du Canada, sur le territoire de l'Outaouais. La région de Wakefield a été cartographiée en 1976 (Richard, 31G/12, 1 :50 000), ainsi que les régions d'Ottawa (Richard *et al.*, 1978, 31G/05, 1 :125 000; Richard, 1982, 31G/05, 1 :50 000), d'Arnprior (Richard, 1984a, 31F/08, 1 :50 000),

de Lachute-Arundel (Richard, 1984b, 31G/10 et 31G/15, 1 : 100 000) et de Buckingham (Richard, 1991, 31G11, 31G12, 31G13 et 31G14, 1 : 100 000). Ces cartes présentent de façon détaillée les dépôts meubles des basses terres. Toutefois, la légende utilisée ne distingue pas les dépôts meubles de moins d'un mètre d'épaisseur situés sur le roc, ce qui se matérialise par de grandes unités rocheuses sur les hautes terres. Bélanger *et al.*, (1995, 1:50 000; 1997a, 31G/14, 1 :50 000; 1997 b, 31G/13, 1 :50 000; 1997c, 31G/12, 1 :50 000; 1997d, 31G/12, 1:50 000; 1997e, 31G/11, 1:50 000; 1998, 31G/10, 1 :50 000) ont repris l'essentiel des données des cartes de Richard dans leurs compilations cartographiques.

Le Gouvernement du Québec (1992) a produit des cartes de dépôts de surface à l'échelle 1 :50 000 de toute la région de l'Outaouais par le biais de son système d'inventaire forestier (SIF). Ces cartes sont perfectibles dans l'optique qu'elles sont basées principalement sur une interprétation de photographies aériennes et comportent peu de vérification sur le terrain.

Fullerton (1993) a effectué une compilation, à petite échelle (1 : 1 000 000), des cartes des dépôts de surface de la grande région d'Ottawa pour le compte du *United States Geological Survey* (USGS). Le territoire cartographié est situé à cheval sur les frontières de l'Ontario, du Québec et des États-Unis. La compilation cartographique pour le territoire québécois a été effectuée par la Commission géologique du Canada et couvre les feuillets 31F, 31K et 31J.

St-Onge (1997) a cartographié la région de Quyon (31F/09) à l'échelle du 1 : 125 000. Il a également procédé à une compilation à l'échelle 1 : 125 000 de plusieurs cartes de dépôts de surface en Outaouais (2009) en y reprenant l'essentiel du contenu des cartes de Richard (1976, 1982, 1984a, 1984b, 1991; Richard *et al.*, 1978) et de Bélanger *et al.* (1995, 1997a, 1997b, 1997c, 1997d, 1997e, 1998).

Kettle (2004) a réalisé une cartographie des dépôts superficiels de la région de Fort-Coulonge (31F/14 et 31F/15).

Dans la région de Mont-Laurier – Grand-Remous, Caron (2007) a effectué une cartographie des dépôts superficiels des vallées des rivières Gatineau et du Lièvre à l'échelle 1 : 50 000 (31J/12).

Entre 2011 et 2013, la totalité du territoire municipalisé de l'Outaouais a été l'objet d'une cartographie des dépôts meubles à l'échelle 1 : 50 000 dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec (PACES) (Daigneault *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2013). Au total, 28 feuillets cartographiques, complets ou partiels, ont été réalisés dans le cadre du projet PACES (voir figure 1.10, section 1.6). Toutes les cartes du PACES ont été uniformisées avec la légende des formations superficielles produites par la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010) qui a pour avantage de préciser les types de genèse des formations superficielles de tout dépôt de plus de 30 cm d'épaisseur.

1.5.3 Formes morainiques et positions de la marge glaciaire lors de la déglaciation

Au Québec, la Moraine de Saint-Narcisse s'étend sur un tracé de 750 km et a été édifiée lors de la période de refroidissement planétaire du Dryas récent qui a eu lieu vers 10,9 ou 10,0 ka BP (12,8 à 11,4 cal. ka) (Dyke, 2004; Occhietti, 2007) (12,9 à 11,7 cal. ka selon Occhietti *et al.*, 2001). Elle marque une stabilisation ou une ré-avancée globale du front glaciaire lors de l'apogée de cet épisode climatique. Les contraintes chronologiques de son édification sont les suivantes : entre 11 et 10,6 ka BP (Lasalle et Elson, 1975); entre 11 et 10,8 ka BP (Hillaire-Marcel et Occhietti, 1977); 10,8 ka BP (Lamothe, 1977); entre 10,8 et 10,5 ka BP (Occhietti et Richard, 2003); 10,5 ka BP (Dyke, 2004); entre 10,7 et 10,5 ka BP (Daigneault et Occhietti, 2006); entre 10,8 et 10,4 ka BP (Occhietti, 2007); entre 10,9 et 10,4 ka BP (Occhietti *et al.*, 2011). Plusieurs ré-avancées locales auraient eu lieu au front de la Moraine, dont une au sud du lac Simon en Outaouais (Hurtubise, 2014). La Moraine Mars-Batiscan est située de 17 à 70 km au nord de la Moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 2007), entre Charlevoix et la Mauricie (Bolduc, 1995; Govare, 1995; Robert, 2001),

et représente la fin de cet épisode de refroidissement climatique. Elle aurait été édifiée environ 700 à 900 ans après la Moraine de Saint-Narcisse (Occhietti, 2007).

Allard (1977 et 1980) établit deux positions du front glaciaire à partir de dépôts morainiques, deltaïques et fluvio-glaciaires dans la région Gatineau-Lièvre. Le premier au niveau de Wakefield-Wilson's Corner et le deuxième à environ une vingtaine de kilomètres plus au nord, au niveau de Farrellton-Poltimore. Ces deux fronts sont d'orientation E-O.

Lamothe (1977) recense les étapes de la déglaciation dans la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite au sud de Mont-Tremblant et s'attarde plus spécifiquement à un tronçon d'orientation NE-SO de la Moraine de Saint-Narcisse.

Barnett (1988) recense des formes morainiques arquées dans la vallée de la rivière des Outaouais, en amont d'Ottawa. Au cours de la déglaciation, la direction de l'écoulement glaciaire dans cette vallée aurait été influencée par l'orientation NO-SE du graben d'Ottawa-Bonnechère. L'auteur propose un modèle de la déglaciation qui appuie l'hypothèse d'un lobe glaciaire dans la haute vallée des Outaouais, induisant un retard du retrait des glaces dans ce secteur. Il distingue cinq lobes (A à E) entre Renfrew et Petawawa qui matérialisent différentes étapes de la déglaciation (figure 1.6).

Robert (2001) propose une prolongation suivant une orientation assez rectiligne OSO de la Moraine de Saint-Narcisse en Outaouais jusqu'au Massif Algonquin, en passant par les lobes B et C de la vallée des Outaouais (Barnett, 1988). L'auteure suggère que la Moraine de Saint-Narcisse fait partie d'un complexe composé de quatre ensembles de moraines frontales subparallèles. Elle prolonge également vers l'ouest la Moraine Mars-Batiscan et la corrèle avec la ceinture morainique de Cartier et les Moraines de Grand Marais I, de Porcupine Mountain et de Saxon. Deux nouveaux isochrones de la déglaciation y sont proposés: le premier à 10,5 ka BP (12,4 cal. ka) au niveau de la

Moraine de Saint-Narcisse et le second, à 10 ka BP (11,4 cal. ka), correspondant à la position de la Moraine Mars-Batiscan et des moraines corrélées.

En se basant principalement sur une photo-interprétation au 1 : 15 000, Simard (2003) a cartographié des moraines mineures sur un transect de 500 km entre les régions de Manouane et du Témiscamingue, passant au nord du réservoir Baskatong. Basé sur l'hypothèse que ces moraines sont annuelles, le taux moyen de retrait des glaces serait de 110 m/an pour le nord de l'Outaouais. L'auteur propose de nouveaux isochrones du retrait glaciaire qui remettent en question les modèles antérieurs (Veillette, 1988 et 1994; Dyke *et al.*, 2003) et proposent plutôt un front glaciaire d'orientation linéaire presque E-O sans réentrant majeur dans la région du Témiscamingue, au niveau de la Moraine d'Harricana (figure 1.6).

Daigneault et Occhietti (2006) ont effectué la cartographie des formes glaciaires et fluvioglaciaires dans la région du parc Algonquin et ont regroupé ces éléments en trois alignements morainiques régionaux : Algonquin I, II et III, tous d'orientation générale ONO-ESE et de largeur d'environ 20 km (figure 1.6). Chapman et Putman (1984) et Ford et Geddes (1986) y avaient déjà relevé des formes morainiques. Les alignements Algonquins auraient été mis en place sur une période de 200 à 500 ans, au début du Dryas récent, entre 10 900 et 10 500 ^{14}C BP (12,9 et 12,4 ka cal.) Les auteurs corrélerent l'alignement Algonquin III à la Moraine de Saint-Narcisse vers l'est, en passant par les lobes intermédiaires BC de l'Outaouais, ainsi que l'alignement Algonquin I, plus au sud, avec le lobe A de Barnett (1988) et la Moraine de Masham I.

Veillette (1983) propose une configuration très arquée du front glaciaire au niveau de la haute vallée des Outaouais (figure 1.6). La marge glaciaire se serait retirée vers le NE, puis aurait créé une ouverture le long de la Moraine d'Harricana.

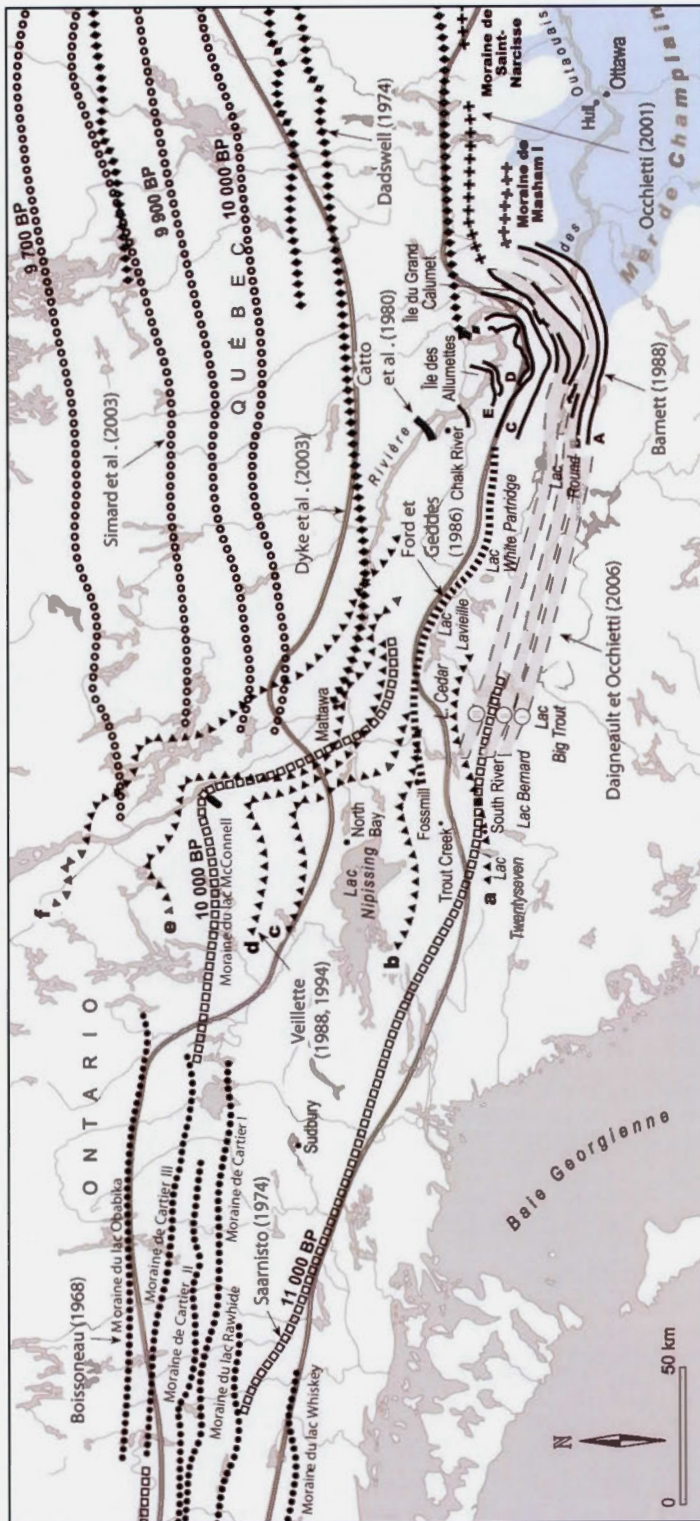


Figure 1.6 : Positions du front glaciaire aux pourtours de la vallée des Outaouais. Les lignes correspondent à différentes corrélations du front glaciaire proposées par plusieurs auteurs (modifiée de Daigneault et Occhietti, 2006).

1.5.4 Le Lac Candona

Lors de la déglaciation du sud-ouest du Québec, l'invasion de la Mer de Champlain aurait été précédée par une immersion lacustre des terres de la vallée des Outaouais. Ce lac glaciaire appelé Lac Candona, en référence à la présence de l'ostracode *Candona subtriangulata* dans ses sédiments, prenait place sur le piémont appalachien et s'étendait dans les bassins des lacs Champlain, Ontario, Memphrémagog et dans les basses terres des vallées du Saint-Laurent et de l'Outaouais, couvrant une superficie de 30 000 km² (Parent et Occhietti, 1999). Il se serait déversée dans le bassin de la Mer de Goldthwait vers $11\,100 \pm 100$ ans ¹⁴C BP (13,0 ka BP; Occhietti et Richard, 2003). Des dépôts fins rythmés contenant des *Candona subtriangulata* recouverts en concordance par des dépôts marins ont été observés dans la région d'Ottawa (Dadswell, 1973; Anderson *et al.*, 1985; Naldrett, 1986, 1988a et 1988b; Rodrigues, 1992). Dans leurs travaux, Ross et Bolduc (2001) et Ross *et al.* (2006) ont également identifié l'ostracode *Candona subtriangulata* à l'ouest de Montréal (Pointe-aux-Sables), sur la rive nord de la rivière des Outaouais.

1.5.5 Extension et chronologie de la Mer de Champlain en Outaouais

Dès 1924, Wilson observe des faciès d'argile, de silts et de sables stratifiés à 177 m d'altitude dans la région de Maniwaki. Nonobstant l'absence de fossile dans ces faciès, l'auteur les relie à d'autres dépôts marins similaires retrouvés en aval de la rivière Gatineau. Il établit l'altitude maximale de la Mer de Champlain à environ 183 m dans la haute vallée de la Gatineau.

Suite aux travaux pionniers de Wilson (1924), d'autres auteurs se sont penchés sur l'extension de la Mer de Champlain dans la vallée de la Gatineau et du Lièvre et son altitude maximale. Gadd (1972) suggère que des rythmites recensées dans la haute vallée de la Gatineau se sont mises en place dans un environnement lacustre et propose l'existence de deux lacs glaciaires dans les hautes vallées des rivières Gatineau et du Lièvre. Dadswell (1974), avec l'étude de la distribution d'indicateurs

biologiques (crustacés) appuie lui aussi l'existence d'un plan d'eau glaciolacustre dans la vallée du Lièvre, indépendant d'un plan d'eau douce dans la vallée de la Gatineau. Il nomme ce dernier «Lac glaciaire Gatineau». Romanelli (1975, 1976) déduit que les conditions qui prévalaient dans la basse vallée de la Gatineau pendant l'épisode marine étaient calmes, semblables à celles d'une baie ouverte et propose l'appellation de «golfe de la Gatineau» pour désigner ce secteur. Les macrofossiles retrouvés dans la vallée de la Gatineau indiquent qu'il y prévalait autrefois un climat subarctique, au début de l'invasion marine (Romanelli, 1976). La température de l'eau à cette époque était de 2 °C à 8 °C et la salinité très faible était de 8 ‰, due à l'apport important d'eau de fonte provenant des hautes terres laurentiennes. Selon Romanelli (1976), l'eau salée n'aurait jamais atteint la région de Maniwaki, car les épisodes de transgression et de régression de la vallée de la Gatineau auraient été très rapides. Vincent (1989) appuie l'hypothèse que le plan d'eau marin se serait étendu jusqu'au réservoir Baskatong et aurait envahi les bassins hydrographiques des rivières Gatineau et du Lièvre. Selon cet auteur, un gauchissement du territoire de 0,4 m/km vers le nord aurait pu faire passer la limite marine de 210 m dans la région d'Ottawa, à 274 m au niveau du Baskatong. Simard (2003) est plutôt d'avis que le bras paramarin dans la vallée de la rivière Gatineau n'aurait pas atteint la région du Baskatong, due à son altitude trop élevée. Or un épisode lacustre proglaciaire indépendant du bassin marin lui semble plus plausible. Dans les régions de Mont-Laurier et Grand-Remous, Caron (2007) associe les séquences de rythmites s'apparentant à des varves à un plan d'eau glaciolacustre qui aurait existé dans la vallée du Lièvre pendant environ 350 ans. Des littoraux associés à ce plan d'eau ont été identifiés à 255 m d'altitude au nord de Mont-Laurier (Caron, 2007). Selon l'auteur, la vallée de la Gatineau aurait plutôt été ennoyée par un bras paramarin de la Mer de Champlain jusqu'à des altitudes de 235 m. Des deltas observés à proximité du réservoir Baskatong (225 m) et près de Grand-Remous (210 m) attestent de l'abaissement de ce plan d'eau (idem).

Dans le secteur est de l'Outaouais, la Mer de Champlain aurait ennoyé la région de Saint-Jovite, au sud de Mont-Tremblant, vers $10\,600 \pm 100$ ans ^{14}C BP et les dépôts fins qui y ont été recensés présentent les mêmes caractéristiques sédimentologiques que des dépôts estuariens (Lamothe, 1977).

Selon Barnett (1988), dans le secteur ouest de l'Outaouais, l'extension marine n'aurait pas dépassé la ville de Point Alexander, en Ontario, dans la vallée de la rivière des Outaouais. La présence de grands deltas en amont de Petawawa confirme que la Mer de Champlain a minimalement atteint ce secteur (*idem*).

Plusieurs auteurs ont constaté une répartition inhabituelle des âges obtenus par datation au carbone-14 dans les mers épicontinentales postglaciaires (Lasalle, 1966; Karrow *et al.* 1975; Romanelli, 1975 et 1976; Hillaire-Marcel, 1976; Dreimanis, 1977; Gadd, 1980 et 1981; Fullerton, 1980; Hillaire-Marcel, 1981; Karrow, 1981; Clark et Karrow, 1984 et 1985; Anderson *et al.*, 1985; Rodrigues, 1988). La validité de certains âges carbone-14 a été remise en question, dont plusieurs dans le bassin ouest de la Mer de Champlain, soit dans la région d'Ottawa. Pour expliquer ce problème de datation, Gadd (1980) propose la formation d'une baie de vêlage dans la partie ouest de la Mer de Champlain qui serait responsable d'une déglaciation précoce de ce secteur. L'hypothèse plus largement acceptée est celle selon laquelle les eaux de fonte glaciaires ont lessivé les calcaires cristallins de la Ceinture centrale métasédimentaire du Grenville, contaminant ainsi les eaux marines en carbone inorganique dissous (Hillaire-Marcel, 1979; Karrow, 1981). À cet effet réservoirs des mers épicontinentales postglaciaires s'ajoutent les variations de la teneur de ^{14}C dans l'atmosphère (Occhietti et Richard, 2003). Ainsi, Occhietti et Richard (2003) considèrent que l'effet réservoir local dans le bassin de la Mer de Champlain est de 350 ans au minimum, ajouté à l'effet du réservoir océanique de 410 ans en moyenne, c'est donc un rajeunissement de 760 à 800 ans qu'il faut appliquer aux datations conventionnelles ^{14}C . Dans leurs travaux de synthèse de la déglaciation en Amérique

du Nord, Dyke *et al.* (2003) proposent plutôt de rajeunir de 400 ans les âges obtenus en carbone-14 dans le bassin de la Mer de Champlain.

Considérant ces incertitudes, l'invasion marine associée à la Mer de Champlain dans les basses terres du Saint-Laurent se serait donc échelonnée sur une période d'environ 1500 à 1700 ans ^{14}C (Occhietti et Richard, 2003). Son altitude maximale a été recensée dans plusieurs recherches qui concernent en majorité le sud de l'Outaouais. Elle a atteint des altitudes d'environ 190 m dans le secteur ouest de l'Outaouais (Barnett, 1988; Vincent, 1989). Dans la basse vallée de la Gatineau, son altitude maximale était de 210 m dans la région de Chelsea (Wilson, 1924) et d'au moins 221 m dans la région de Wakefield (Allard, 1980). Dans la vallée du Lièvre, elle s'est élevée à 180 m à Buckingham (Richard, 1980). Dans la vallée de la Petite Nation, son élévation maximale a été notée à 200 m (Richard, 1980). Enfin, dans le secteur est de l'Outaouais, elle a atteint la région de Mont-Tremblant à 235 m d'altitude (Denis, 1974; Lamothe 1977).

1.6 Méthodologie

Plusieurs étapes méthodologiques ont été nécessaires pour l'atteinte des objectifs visés par ce mémoire : la cartographie des formations superficielles réalisée dans le cadre du PACES qui constitue l'étape de la collecte des données; les travaux de laboratoire en datation par luminescence optique sur certains sédiments; la compilation, l'interprétation et l'analyse des données régionales, afin de proposer une paléogéographie régionale.

1.6.1 Les travaux du PACES-Outaouais 2011-2013

Les données compilées, analysées et interprétées dans le cadre de ce mémoire proviennent des cartes réalisées par l'équipe de géomorphologues et de géologues du PACES-Outaouais qui ont œuvré entre 2011 et 2013. Cette équipe était constituée de trois professeurs et de sept étudiants à la maîtrise de l'Université du Québec à

Montréal (UQAM) des départements de Géographie (¹) et des Sciences de la Terre et de l'atmosphère (²), lesquels sont: Robert-André Daigneault¹, Martin Roy², Michel Lamothe² (professeurs), Mélina Dubois Verret¹, Pierre-Marc Godbout², Nancy Horth¹, Marc-André Hurtubise¹, Olivier Lamarche², Éric Leduc¹ et Sylvain Milette¹ (étudiants). Plusieurs étapes ont été nécessaires à la réalisation des 28 cartes de la géologie des formations superficielles, soit la photo-interprétation préliminaire, les campagnes de terrain et la cartographie finale.

1.6.1.1 Photo-interprétation préliminaire

Un premier contact avec le territoire à l'étude a été établi en caractérisant les ensembles de dépôts meubles et les formes d'origine glaciaire et postglaciaire à l'aide d'une photo-interprétation préliminaire. Cette première étape a été réalisée à partir de photographies aériennes à l'échelle du 1 : 40 000 pour la majorité des feuillets topographiques, sinon au 1 : 50 000 selon la disponibilité des photographies aériennes. Cette cartographie préliminaire a principalement servi à établir une clé d'identification des dépôts glaciaires et postglaciaires en Outaouais et à repérer des sites d'intérêt où la validation de la nature des unités identifiées pourrait être effectuée.

1.6.1.2 Campagne de terrain

Les travaux sur le terrain se sont déroulés au cours des saisons estivales 2011 pour la partie est de l'Outaouais et 2012 pour la partie ouest. Au total, 13 semaines ont été nécessaires pour couvrir l'ensemble du territoire à l'étude.

La campagne de terrain a permis de valider les unités cartographiées précédemment, relever les altitudes des phénomènes observés et procéder à l'échantillonnage de trois sites pour la datation des sédiments en luminescence optique (voir section 1.6.2). Toutes les routes praticables ont été sillonnées et toutes les coupes naturelles ou anthropiques accessibles ont été visitées : bords de rivière, gravières et sablières

abandonnées ou actives. Sur les routes, la validation des unités s'est effectuée de façon systématique, à chaque 400 mètres environ, lorsque cela était possible. Cette distance nous a semblé raisonnable du point de vue de l'échelle de la carte à réaliser (1 : 50 000).

Différents outils ont été utilisés pour la prise de données. Des notes manuscrites ont été consignées directement sur les photographies aériennes. Dans les gravières et les sablières, des descriptions exhaustives des unités lithostratigraphiques ont été compilées dans un cahier de terrain produit par le ministère des Ressources naturelles et de la Faune qui comprend, outre un croquis, les informations suivantes : les paramètres sédimentologiques tels la granulométrie, la couleur, la morphologie, la structure, la composition lithologique et sa réaction à l'acide chlorhydrique, ainsi que les paramètres stratigraphiques comme le type de contacts entre les unités (Québec MRNF, 2010). Pour les validations sommaires de la nature des unités lithostratigraphiques sur les bords de routes et la compilation des marques d'érosion, nous avons utilisé un SXPad avec le logiciel ArcPad (ESRI) pendant la campagne de terrain 2012. À chaque arrêt, nous y avons colligé une description de la lithologie des différents faciès, des commentaires et une photographie. Un GPS (*Global Positioning System*) a été utilisé à tous les arrêts pour noter les altitudes des faciès, ainsi que l'emplacement des affleurements rocheux. L'annexe B présente tous les sites de validation exhaustive en Outaouais et leur numéro de référence, ainsi que les sites de validation sommaire effectués avec le SXPad. Ce qui représente un total de plus de 3000 sites de validations exhaustives et sommaires en Outaouais pendant ces deux campagnes de terrain. Nous en avons sélectionné quelques-uns dans les chapitres II et III pour y illustrer le propos. Les notes manuscrites colligées directement sur les photographies aériennes ne sont pas répertoriées sur la figure en annexe B puisqu'elles n'ont pas été numérisées.

1.6.1.3 Cartographie des dépôts meubles glaciaires et postglaciaires

La cartographie finale des dépôts glaciaires et postglaciaires en Outaouais a été effectuée par la même équipe d'étudiants et de professeurs de l'UQAM qui a pris part aux campagnes de terrain. Chaque étudiant a réalisé une ou plusieurs cartes à l'échelle 1 : 50 000 (figure 1.7) (Caron *et al.*, 2013; Dubois Verret *et al.*, 2012 et 2013; Godbout *et al.*, 2012a, 2012b, 2012c, 2013a, 2013b, 2013c; Horth *et al.*, 2012 et 2013; Hurtubise *et al.*, 2012 et 2013; Lamarche *et al.*, 2012 et 2013; Leduc *et al.*, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b; Milette *et al.*, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b, 2013c, 2013d, 2013e). Les deux cartes que j'ai moi-même réalisées dans la région de Maniwaki (31K/08 et 31J/05-ouest) sont annexées au présent document (annexe A), afin de présenter la légende utilisée et le degré de détail de l'interprétation.

Afin de réaliser la photo-interprétation, les photographies aériennes ont été numérisées, puis intégrées dans le logiciel *Summit Evolution*. À l'aide de ce logiciel, nous avons ensuite géoréférencé ces photographies et créé des stéréopaires pour permettre une visualisation en trois dimensions à l'écran. Nous y avons intégré un modèle numérique d'élévation (DEM : *Digital elevation model*) construit à partir des données topographiques de la Base de données topographiques du Québec (BDTQ) au 1 : 20 000. Le réseau hydrographique et le circuit routier proviennent également des données de la BDTQ. Les zones qui n'ont pas bénéficié de validation sur le terrain, comme les régions inaccessibles en voiture, ont été cartographiées essentiellement sur la base de l'interprétation des photographies aériennes et des travaux antérieurs. *Summit Evolution* a permis une numérisation précise, dans un environnement en trois dimensions où il est possible d'alterner rapidement entre les échelles spatiales; la numérisation pouvant être effectuée jusqu'au 1 : 1 000. La mise en page des cartes, ainsi que toutes les figures présentées dans ce mémoire, a été réalisée avec le logiciel ArcMap 10.0 (ESRI).

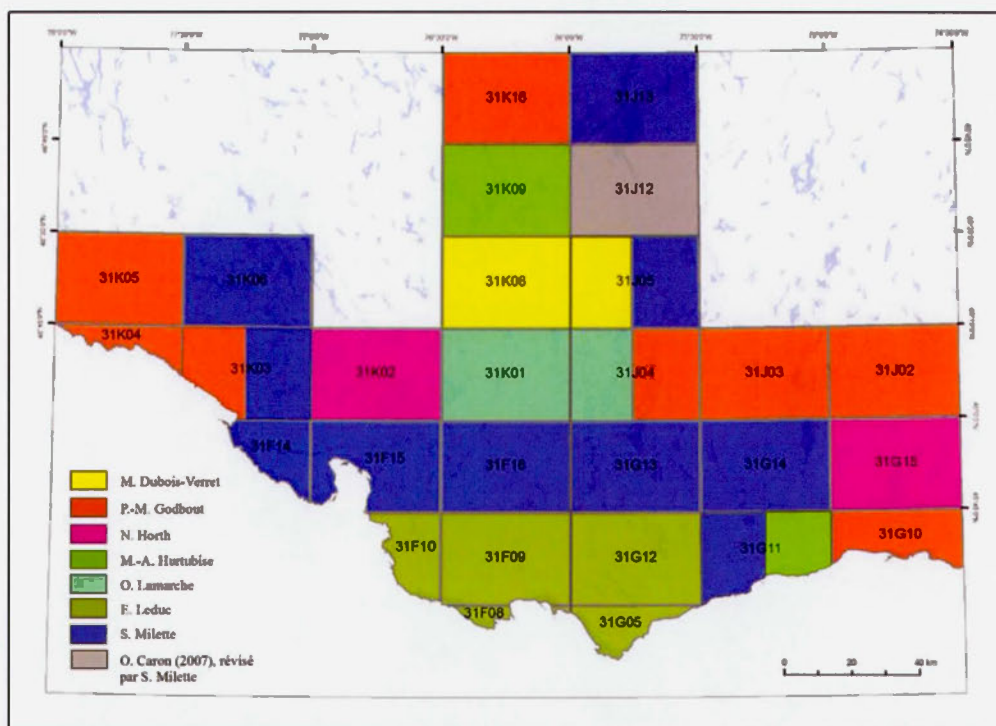


Figure 1.7 : Répartition de la cartographie des formations superficielles en Outaouais dans le cadre du PACES selon les différents auteurs.

1.6.2 Datation par luminescence optique

La luminescence est la désexcitation des charges naturelles de photons lors de l'exposition d'un minéral à une source lumineuse ou à une source de chaleur. La datation par luminescence consiste à comparer le signal lumineux naturel émis par le minéral avec un signal lumineux artificiel en laboratoire (Duller, 2008). Dans le cadre de cette recherche, nous avons analysé trois échantillons dont deux se sont avérés propices à la datation. Le troisième a été écarté à la suite de tests préliminaires qui démontraient une mauvaise exposition du sédiment à la lumière avant son enfouissement. Les sites échantillonnés sont localisés à l'annexe B et les âges obtenus

sont présentés dans le chapitre III. Les tableaux relatifs aux résultats de datations sont présentés en annexe C.

En milieu naturel, les sédiments reçoivent quatre types de radiations : des particules alpha (α), des particules beta (β), des rayons gamma (γ) et des rayons cosmiques (Duller, 2008). Les trois premiers proviennent de la décroissance de certains éléments radioactifs, tels les isotopes radioactifs de l'uranium (U), du thorium (Th) et du potassium (K) présents dans la nature. Ces radiations sont emmagasinées dans les défauts cristallins du minéral et y resteront jusqu'à ce qu'il y ait une nouvelle exposition à la lumière ou à la chaleur. Une fois les charges libérées, on dit que le minéral est « remis à zéro », c'est-à-dire qu'il recommence à emmagasiner des radiations jusqu'à sa prochaine exposition. Lors des processus d'érosion, de transport et de sédimentation, les minéraux peuvent être partiellement ou complètement remis à zéro, dépendamment de leur exposition à la lumière du soleil. Certains environnements sont plus propices à la datation, du point de vue de leur exposition prolongée à la lumière, comme les dunes et les crêtes de plage (Rhodes, 2011). Le minéral peut accumuler des radiations jusqu'à saturation, celle-ci étant estimée à 1 Ma. La limite de la méthode est évaluée approximativement à 500 ka, ce qui en fait un outil désigné pour l'étude des derniers événements du Quaternaire (Aitken, 1998). En effet, cette méthode est priorisée pour la datation de sédiments détritiques qui ne contiennent pas de matière organique ou qui sont plus anciens que 35-40 ka, ce qui représente la limite du ^{14}C .

En laboratoire, on utilisera la luminescence thermique (thermoluminescence) ou optique pour exciter le minéral, dans notre cas, des grains de feldspaths potassiques. Dans le cadre de cette recherche, c'est l'*Optical Stimulated Luminescence* (OSL) qui a été employée, plus précisément la méthode *Infra-Red Stimulation Luminescence* (IRSL) qui consiste à stimuler le minéral avec le spectre visible de l'infrarouge. Cette technique est utilisée avec les grains de feldspaths qui, comparés au quartz, émettent un signal IRSL (Duller, 2008). Pour être en mesure de dater la période de temps au

cours de laquelle un sédiment n'a pas été exposé à la lumière, il est nécessaire de connaître l'énergie totale accumulée depuis l'enfouissement (la paléodose) et le taux de radiation absorbée chaque année par le minéral (dose annuelle), en supposant que ce taux est constant dans le temps. La formule est celle-ci : $\text{Âge IRSL} = \text{Paléodose} / \text{Dose annuelle}$.

La paléodose se mesure comme suit (Wintle, 1973; Huntley et Lamothe, 2001; Lamothe *et al.*, 2003) : le signal de luminescence naturel est capté en laboratoire lorsque les feldspaths potassiques sont bombardés de diodes infrarouges (875 nm) et libèrent, en retour, une intensité lumineuse pour laquelle on ne mesurera que les longueurs d'onde bleues (environ 400 nm) à l'aide d'un tube photomultiplicateur et d'une combinaison de filtre optique. Le minéral est ensuite exposé à une nouvelle dose de radiation artificielle qui reproduit la dose naturelle. Si la dose artificielle et la dose naturelle sont semblables, on dira que la dose est équivalente. La paléodose est extrapolée à partir de la dose équivalente avec une correction de *fading*. En effet, le phénomène du *fading*, soit un taux de décroissance anormal de luminescence, doit être pris en compte dans l'équation puisqu'il concerne particulièrement les feldspaths. Ce phénomène consiste en un emprisonnement des électrons dans les cavités profondes des grains de feldspaths. Ces électrons sont instables et on observe une décroissance du signal de luminescence, les âges présentés sont alors plus jeunes qu'ils ne devraient. Une correction mathématique doit donc être ajoutée à la dose équivalente pour obtenir la paléodose.

La mesure de la dose annuelle est obtenue avec la teneur et la saturation en eau du sédiment, l'analyse par activation neutronique (INAA) de l'uranium (U), du thorium (Th) et du potassium (K), ainsi que le comptage alpha (UQAM, laboratoire Lux, 2012).

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de datation par luminescence Lux, au Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'UQAM dirigé par

Michel Lamothe (UQAM, laboratoire Lux, 2012). Plusieurs étapes ont été nécessaires pour préparer les échantillons avant d'effectuer les analyses de luminescence, suivant le protocole du Lux (Barré, 2010). En amont du travail de laboratoire, les échantillons ont été prélevés sur des faciès dégagés dans des tubes de PVC de 30 cm de longueur. Pour chaque échantillon, deux tubes en cuivre ont servi à extraire une portion de sédiment pour les analyses de saturation et de teneur en eau. Au laboratoire Lux, les tubes ont ensuite été ouverts dans une chambre noire et seule la partie centrale du tube a été conservée pour la datation, en prenant soin de ne pas contaminer cette portion avec les extrémités du tube qui ont été exposées à la lumière lors de l'échantillonnage. Les sédiments ont été tamisés à l'eau pour ne garder que la fraction granulométrique comprise entre 150 μm et 250 μm . De l'acide chlorhydrique (HCl 10 %) a ensuite été ajouté aux sédiments tamisés, afin de dissoudre les carbonates. Une fois les sédiments rincés et séchés à l'air ambiant, ils ont été séparés par densimétrie à l'aide d'un séparateur par liqueur dense (2,58 g/ml; polytungstate de sodium) et placés dans une centrifugeuse, afin de séparer les minéraux de type feldspaths des quartz et des plagioclases. Finalement, quelques grains de feldspaths ont été fixés sur des coupelles d'aluminium à l'aide d'un aérosol de silicone et placés dans l'appareil de mesure de luminescence (Risø hybride DA-TL/OSL 15/20, avec LED IR (875 nm) et une source beta radioactive $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$). À ces résultats, nous avons ajouté les calculs de la dose annuelle et du taux de fading.

1.6.3 Compilation, analyse et interprétation des données régionales

La dernière étape de cette recherche a été la compilation, l'analyse et l'interprétation des données. Les formes d'érosion glaciaire ont été synthétisées et interprétées selon leur répartition spatiale et leur recoupement afin de dégager les différentes phases régionales d'écoulement glaciaire et d'établir leur chronologie relative (chapitre II). Nous avons également décrit et interprété les principales caractéristiques (géomorphologie, altitude, distribution spatiale, orientation et sédimentologie) des formes d'accumulation glaciaire et postglaciaire (chapitre III). Finalement, nous

proposons une reconstitution paléogéographique des événements en établissant de nouvelles positions du front glaciaire lors de la déglaciation basées sur la distribution des formes d'érosion et d'accumulation glaciaire et postglaciaire; un modèle de l'extension de la Mer de Champlain établi selon les altitudes maximales des dépôts glaciomarins et des formes liées à l'extension marine maximale; ainsi que de nouveaux isochrones du retrait glaciaire basé sur l'interprétation des événements tardiglaciaires et des datations régionales (chapitre IV).

CHAPITRE II

L'ÉROSION ET LA CHRONOLOGIE DES ÉCOULEMENTS GLACIAIRES RÉGIONAUX EN OUTAOUAIS

Les formes d'érosion glaciaire se déclinent en dépression ou en éminence, et ce, à plusieurs échelles spatiales. En Outaouais, les microformes (généralement moins d'un mètre) et les mésoformes (quelques mètres de longueur) ont été identifiées lors des campagnes de terrain. Les macroformes (plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres de longueur) ont plutôt été recensées à partir de photographies aériennes. Plusieurs sites ont révélé des formes d'érosion se superposant ou étant placées l'une par rapport à l'autre de façon à établir leur chronologie relative. Ainsi, la multitude de données inventoriées nous permet de proposer des phases régionales d'écoulement glaciaire qui ont modelé le territoire et d'établir leur chronologie relative.

2.1 Macroformes

Nous avons identifié plus de 1300 drumlins rocheux, ou appelés rochers profilés par Dionne (1984), dont la longueur moyenne est de 430 mètres, atteignant parfois plus d'un kilomètre, et de largeur moyenne de 200 mètres. Ces formes sont dues au passage du glacier qui a modelé le substrat rocheux en le profilant dans le sens de son écoulement. Leur grand axe présente généralement un profil dissymétrique avec une face plus abrupte en amont et un côté plus allongé à l'aval glaciaire (Dionne, 1984).

Les drumlins rocheux sont répartis assez uniformément dans la région (figure 2.1). En majorité, ils sont orientés selon un axe N-S dans les hautes terres, ce qui correspond à la direction générale des stries observées (voir section 2.3.3). Leur orientation diffère

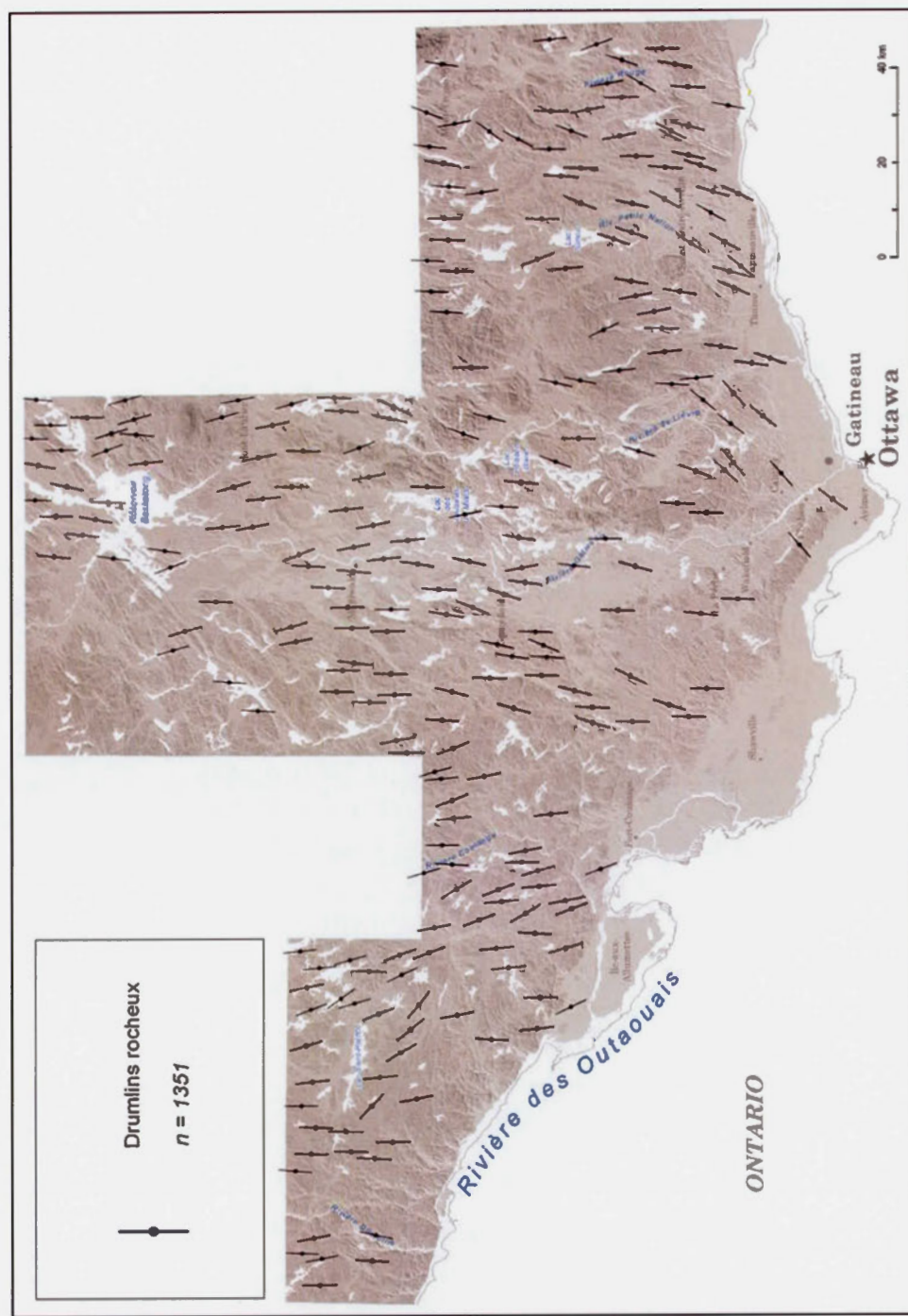


Figure 2.1 : Répartition spatiale et orientation des principaux drumlins rocheux en Outaouais.

toutefois plus au sud, soit au nord de la ville de Gatineau (NO-SE) et au nord de l'île aux Allumettes (NNO-SSE), où ils semblent plutôt suivre l'orientation préférentielle des structures de la roche en place. En effet, outre les conditions d'écoulement de la glace et des eaux de fonte, d'autres variables telles la topographie et les caractéristiques structurales du socle rocheux influencent le profilage glaciaire (Sugden et John, 1976; Benn et Evans, 2010).

2.2 Mésoformes

2.2.1 Roches moutonnées

La roche moutonnée est une forme caractéristique représentant bien le pouvoir érosif de la masse glaciaire sur le socle rocheux. On la distingue par sa face d'abrasion à l'amont de l'écoulement glaciaire et sa face de débitage à l'aval. Son asymétrie en fait



Figure 2.2 : Profil caractéristique d'une roche moutonnée qui témoigne d'un écoulement glaciaire vers le SSE (150°) (région d'Aylmer, arrêt EL06110002, annexe B).



Figure 2.3 : Stries vers le sud (180°) sur la face amont glaciaire d'une roche moutonnée et stries NNE-SSO (040° - 220°) sur une face protégée qui témoigne d'un mouvement plus ancien. La face protégée est exposée vers le sud (région de Maniwaki, arrêt MD07120033).

un bon indicateur de la direction de l'écoulement des glaces (Flint, 1971; figure 2.2, la localisation des arrêts cités est présentée à l'annexe B). Celle-ci peut être bonifiée par la présence de microformes d'érosion (stries, formes en croissant, etc.) qui y ajoutent de la précision (figure 2.3). Les roches moutonnées répertoriées sont généralement d'une dizaine de mètres de longueur. Leur face de débitage est orientée entre 130° et 220° , la majorité se situant entre 160° et 180° . Elles indiquent donc un écoulement général entre le S et le SSE.

2.2.2 P-forms

Les *p-forms*, ou *plastically molded forms* (Dahl, 1965), font référence aux formes créées par l'action érosive des eaux de fusion combinées parfois à l'action abrasive

du glacier sur le substrat rocheux. Leur processus de formation est encore débattu dans la littérature (Boulton, 1974; Kor *et al.*, 1991; Bradwell, 2005).

Un site près de la ville de Cantley, située à une vingtaine de kilomètres au nord de Gatineau, est unique dans la région puisqu'on y retrouve une variété impressionnante de *p-forms* et d'autres formes d'érosion glaciaire, tels des cavettos, des marmites, des queues de rat et des *sichelwannen* qui sont déjà bien documentées (Sharpe, 1987; Sharpe et Shaw, 1989) (figure 2.4). L'érosion par les eaux de fonte sous-glaciaires serait le processus le plus important à l'origine de ces formes. Outre ce site, quelques cannelures ont été observées de façon ponctuelle sur le territoire. Elles ont entre 10 et 50 cm de largeur et sont de longueur très variable, entre un et dix mètres.



Figure 2.4: *P-forms* sur le site de Cantley. La queue de rat (flèche) témoigne d'un écoulement glaciaire vers le sud. On notera également la présence, plus haut, de cavettos et, dans le coin inférieur gauche, de *sichelwannen* (arrêt EL07110117).

2.3 Microformes

Les microformes constituent les indices les plus précis de l'écoulement glaciaire (Lundqvist, 1990). Leur présence reflète la dynamique d'un glacier à base chaude qui contenait des débris à sa semelle et se déplaçait par glissement basale (Sugden et John, 1976; Bennett et Glaser, 2010). Parmi les quelques 697 microformes d'érosion recensées en Outaouais, près de 600 sont des stries, les autres étant des formes en croissant et des sillons.

2.3.1 Formes en croissant

Parmi les formes en croissant, on retrouve les broutures concaves, les broutures convexes ou inverses et les fractures de broutage. La fracture est composée d'un plancher incliné orienté vers l'aval et d'une paroi verticale qui fait face à l'amont glaciaire (Laverdière et Guimont, 1980). Nous avons recensé plus d'une soixantaine de sites qui présentent des broutures concaves et des fractures de broutages, ainsi qu'un site avec des broutures convexes (figure 2.5). Présentes parfois seules, mais plus souvent en une série alignée, ces formes ont des dimensions très variables, le croissant allant de 4 à 40 cm de largeur. Leurs azimuts suivent celles des stries, entre 120° à 230°, et témoignent par le fait même d'écoulements entre le SE et le SO.



Figure 2.5 : Broutures concaves vestiges d'un écoulement vers le SSE (148°) sur un affleurement de syénite (région de Shawville, arrêt MH07120059).

2.3.2 Sillons

Les sillons sont de longues entailles sur le plancher rocheux. Plus larges que les stries, elles s'apparentent à ces dernières et ont été formées par les mêmes processus. Sur le terrain d'étude, les sillons ont de 1 à 4 cm de largeur et peuvent atteindre 3 mètres de longueur (figure 2.6). Sur les affleurements, ils sont toujours voisinés par des stries.



Figure 2.6 : Affleurement rocheux au nord de Gatineau présentant des indices de trois mouvements glaciaires sur une surface légèrement inclinée, soit du plus ancien au plus récent : SSO (formes en croissant, mesure approximative 205°), NO-SE (stries, 145°-325°) et NNO-SSE (sillons et stries, 160°-340° et 170°-350°) (arrêt EL07110078).

2.3.3 Stries

Les stries sont le résultat direct de l'abrasion sous-glaciaire et elles se présentent sous la forme de fines éraflures parallèles. Moins larges que les sillons, elles sont peu profondes et leur longueur varie considérablement d'un affleurement à l'autre, de quelques centimètres, à quelques mètres. Il s'agit de la forme d'érosion la plus abondante et la plus révélatrice des différentes directions d'écoulement glaciaire sur le territoire, puisque toutes les variations locales de la glace sont susceptibles d'être

« enregistrées ». Elles sont le reflet de tous les mouvements de la glace, de l'englaciation à la déglaciation, sans compter qu'elles peuvent avoir été préservées de glaciations antérieures. Une chronologie relative peut être déduite par le recoupement d'une strie par rapport à une autre. Leur préservation est relative au type de roche et à son degré d'altération. Sur plusieurs affleurements répertoriés, des stries avaient été préservées seulement sur des minéraux plus résistants, telles que le quartz.

La figure 2.7 illustre une synthèse des 697 microformes d'érosion glaciaire répertoriées, dont un peu plus de 600 sont des stries. L'affichage des données étant visuellement limité, la légende indique le nombre de données totales recueillies. Nous y avons inclus les sites inventoriés par Caron (2007) pour le feuillet 31J12. Nous n'avons conservé que les données les plus fiables et les avons regroupées en tranche de 10° lorsqu'un site présentait plusieurs directions presque identiques. Parmi les sites visités, plusieurs ont révélé des familles de stries se recoupant et permettant d'établir des séquences chronologiques d'écoulement glaciaire.

La figure 2.8 illustre, sous l'aspect d'une rose des vents, l'orientation des stries et autres microformes en Outaouais. La mesure de strie la plus fréquemment enregistrée est le N-S (53 %), 000°-180°, suivie par les nombreuses mesures vers le NNO-SSE et le NO-SE (41 %), entre 130°-310° et 170°-350°. Un autre mouvement NE-SO (entre 020°-200° et 080°-260°) a été noté en proportion moindre (5 %). Caron (2007) avait identifié des stries 098°-278° à l'ouest de Mont-Laurier et nous avons recensé ce même mouvement ESE-ONO (entre 090°-270° et 110°-290°) à une dizaine d'autres endroits en Outaouais (1 %) (figure 2.9).

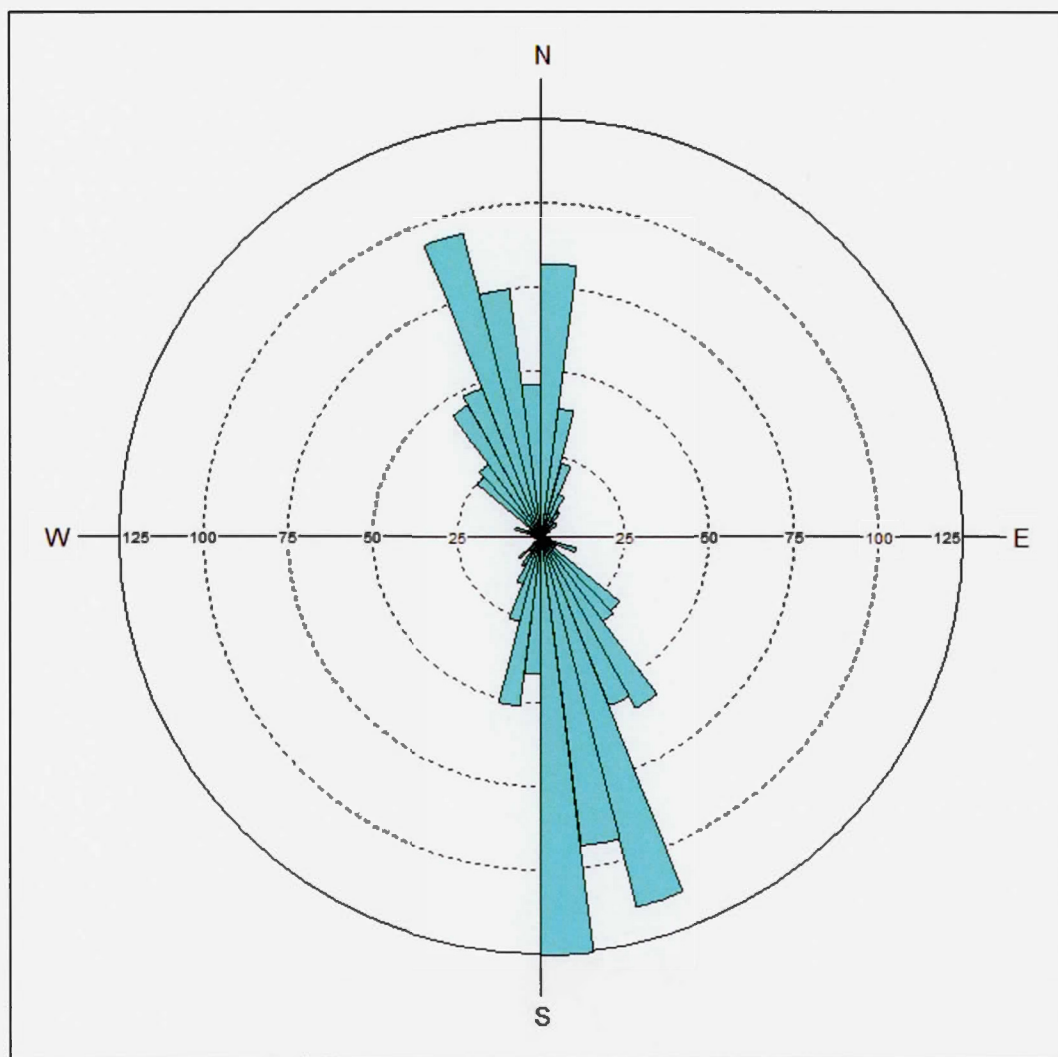


Figure 2.8 : Diagramme de l'orientation des microformes d'érosion pour l'ensemble du territoire (697 mesures).

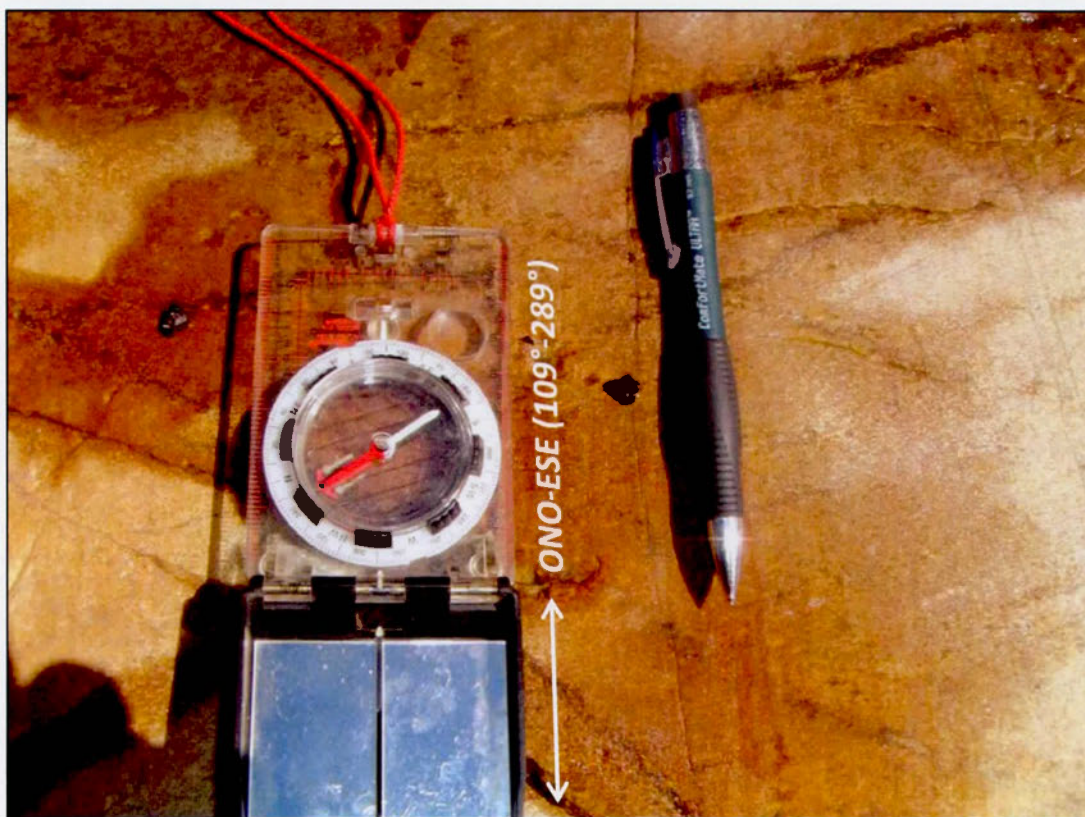


Figure 2.9 : Affleurement strié de gneiss observé dans la région de Mont-Tremblant et témoignant d'un mouvement glaciaire ONO-ESE (109° - 289°) (arrêt PG07110030).

La majorité des stries identifiées permettent de donner l'orientation d'écoulement glaciaire sans en définir la direction. Or, certains sites ont l'avantage d'exhiber d'autres formes d'érosion (roches moutonnées, formes en croissants, etc.) qui nous ont permis de déterminer la direction de la plupart des mouvements à l'échelle régionale. À la lumière des données récoltées sur le terrain, de leur orientation, leur fréquence et leur répartition spatiale, nous sommes en mesure de regrouper les différents écoulements glaciaires en quatre mouvements régionaux : un premier mouvement dominant vers le S (170° - 200° ; figure 2.10A); un deuxième mouvement SE (120° - 160° ; figure 2.10B); un troisième vers le SO (210° - 260° , figure 2.10C),

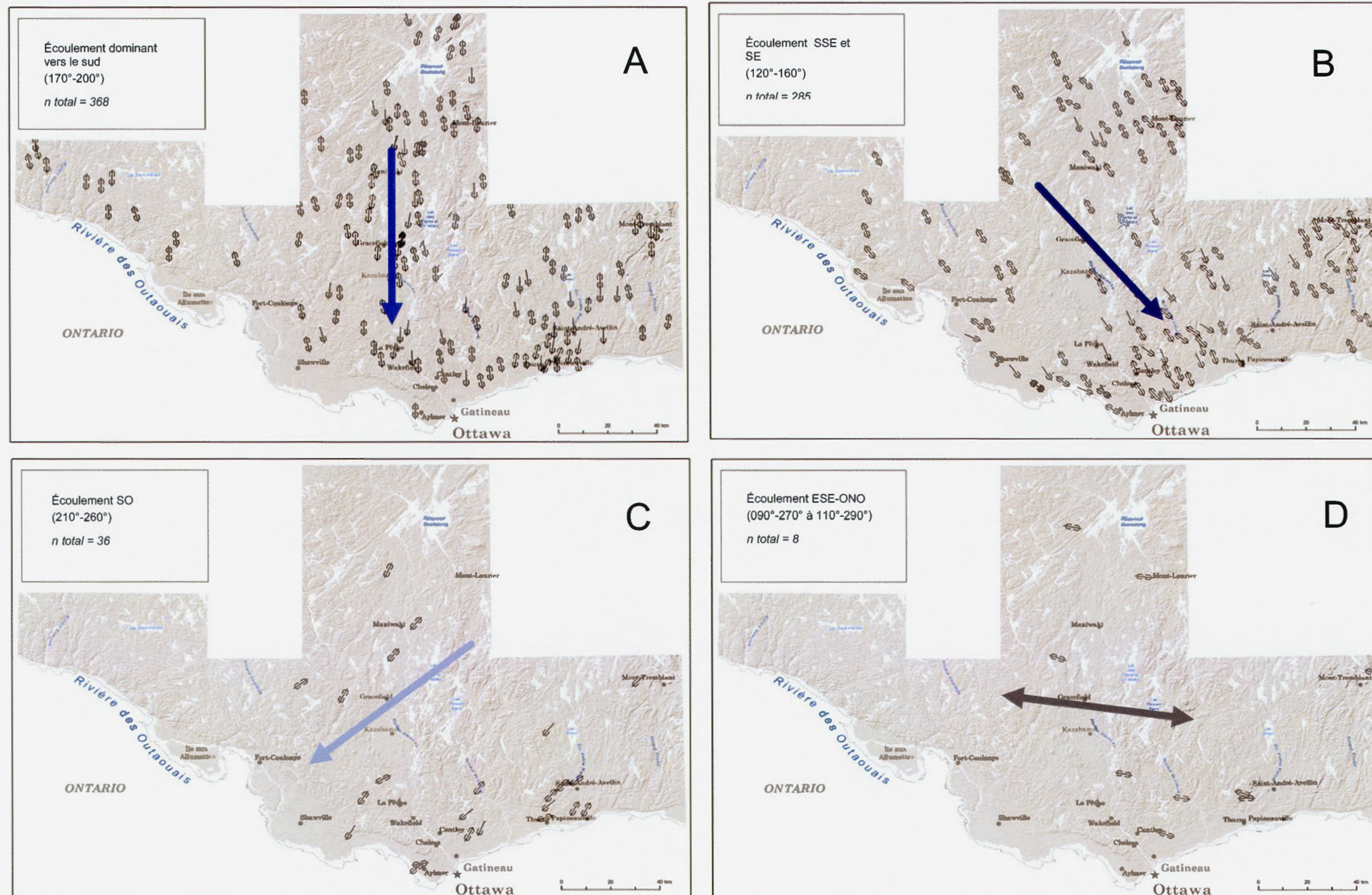


Figure 2.10 : Répartition spatiale des données recueillies en Outaouais regroupées en quatre mouvements principaux. La légende indique le nombre de données totales recueillies.

moins fréquent, mais recensé sur tout le territoire; et finalement un mouvement ONO-ESE (090° - 270° à 110° - 290° , figure 2.10D) qui est plus rare et dont les données recensées ne nous permettent pas d'en distinguer le sens d'écoulement. La chronologie des écoulements glaciaires fait l'objet de la prochaine sous-section (2.3.4).

2.3.4 Chronologie des écoulements glaciaires

La chronologie relative des écoulements glaciaires s'établit le plus souvent à partir de la position d'une famille de stries par rapport à une autre : les plus jeunes étant généralement visibles sur les saillies d'un affleurement, tandis que les plus vieilles ont été préservées sur des faces protégées en aval de celui-ci. Sur une surface rocheuse plane, la difficulté est plus grande puisqu'il faut tenter d'établir une relation de recoupement entre les microformes (Veillette, 1996). Les différentes orientations des familles de stries sur le terrain peuvent refléter les moindres variations topographiques locales, un changement de localisation des centres de dispersion glaciaire ou simplement un changement d'environnement à la marge glaciaire (Flint, 1971). Une étude à l'échelle régionale est donc primordiale pour établir un patron des différents écoulements glaciaires.

2.3.4.1 Données recueillies

Au total, 28 sites présentant plus d'une direction d'écoulement glaciaire ont été retenus (figure 2.7) afin de définir la chronologie relative entre les quatre mouvements glaciaires identifiés précédemment (figure 2.10).

La compilation des microformes d'érosion démontre que l'écoulement glaciaire dominant dans la région s'orientait vers le S et SSE. Ce mouvement caractérise également les drumlins rocheux, les roches moutonnées, les *crag-and-tails* et les drumlins (voir chapitre III) et peut être associé au pléniglaciaire. Lorsqu'il y a une chronologie visible entre plusieurs microformes sur un affleurement, les écoulements

les plus récents se dirigent toujours vers le S, le SSE ou le SE. À l'intérieur de ce plus petit éventail, on a noté une chronologie relative en ordre antihoraire pour la majorité des sites visités.

L'écoulement glaciaire régional SE est associé à la déglaciation du territoire puisqu'il recoupe généralement tous les autres mouvements. On le retrouve davantage au sud de l'Outaouais où il a la même orientation que les formes sédimentaires liées à la déglaciation, comme nous le verrons dans le chapitre III. Cependant, le contrôle topographique dans les vallées d'orientation nord-sud, comme la vallée de la Gatineau, semble avoir influencé l'écoulement des glaces lors de la déglaciation, associant ainsi des mesures vers le S à l'épisode tardiglaciaire dans les hautes terres.

Dans tous les cas où une chronologie relative a pu être établie avec le mouvement SO, celui-ci a été relevé comme le plus ancien et recoupé par des écoulements S, SSE et SE (figure 2.11). Selon plusieurs auteurs, cet écoulement pourrait être relié à un courant glaciaire qui descendait du nord au sud dans les hautes terres de l'Outaouais et bifurquait au SO au niveau de la vallée des Outaouais vers le bassin du lac Ontario, situé au sud-sud-ouest d'Ottawa (Gadd, 1980; 1987; 1988; Ross *et al.*, 2006). Nous avons identifié ce même écoulement sur plusieurs sites de la Haute-Gatineau qui appuie la chronologie d'un écoulement SO antérieur à un écoulement vers le S. Le courant glaciaire vers le lac Ontario pourrait donc être visible à des latitudes septentrionales à la vallée des Outaouais.

Le mouvement ONO-ESE n'a été vu que sur neuf affleurements en Outaouais et n'est pas documenté dans la littérature, outre dans le mémoire de Caron (2007) pour le feuillet 31J12. Seulement deux sites permettent de le mettre en relation avec d'autres mouvements. Un premier site à l'ouest de Mont-Laurier (Caron, 2007, arrêt 31J12-A6, annexe B) et un deuxième à l'est de Cantley (arrêt EL07110077) présentent une organisation semblable : des stries ONO-ESE (098°-278° et 110°-290° respectivement) situées sur la face protégée d'un affleurement où le mouvement qui

domine est orienté vers le S (175° et 180°). L'affleurement à l'est de Cantley présente aussi des stries de direction SO (210° , figure 2.12) sur sa face principale, et bien que celles-ci soient altérées, il s'agit du seul endroit en Outaouais où nous avons recensé les deux mouvements régionaux les plus anciens, soit SO et ONO-ESE, sur le même site. Les stries ONO-ESE étant sur la face protégée de la roche moutonnée, nous considérons cet écoulement comme le plus ancien, antérieur au mouvement SO.

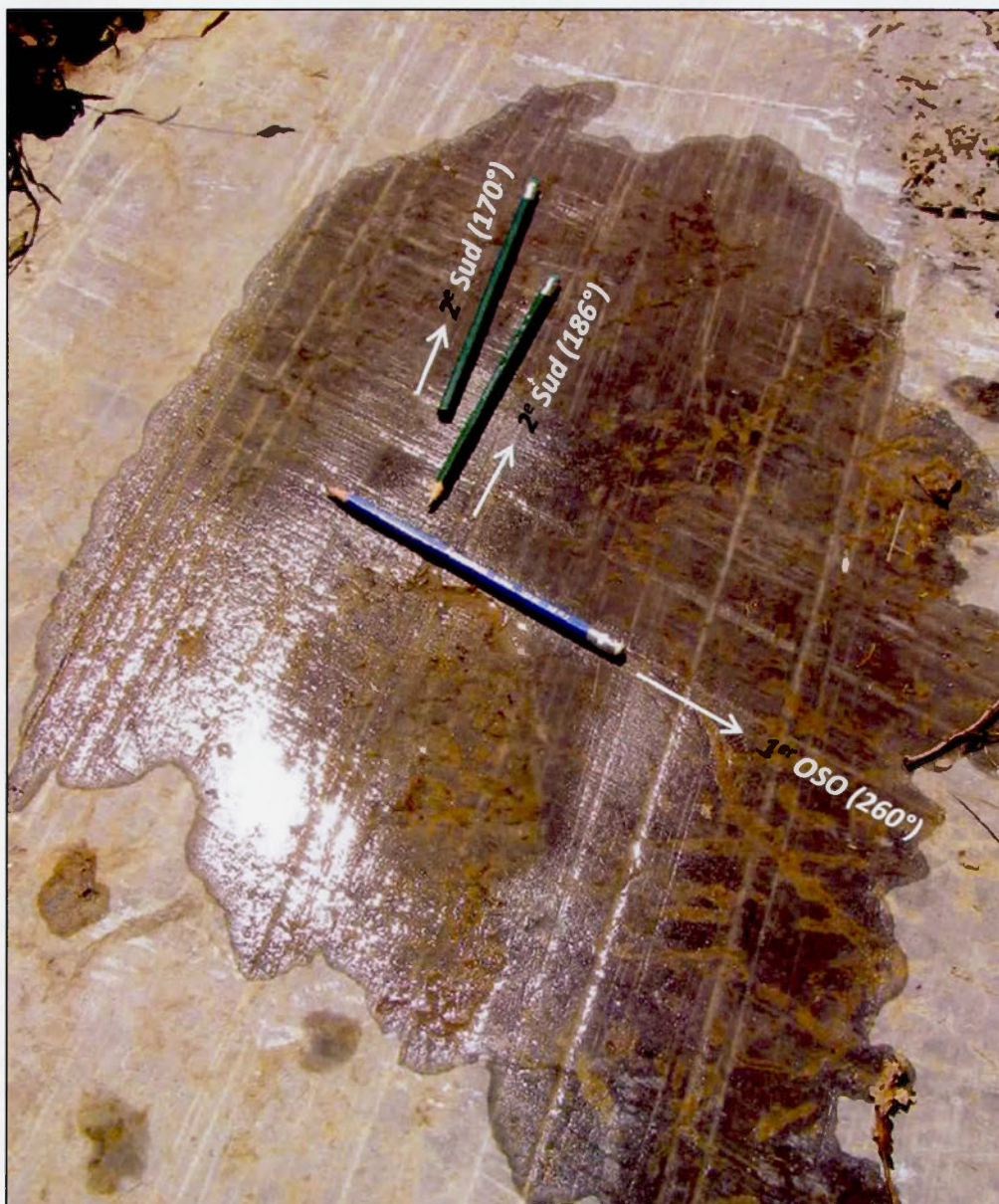


Figure 2.11 : Affleurement de calcaire montrant deux familles de stries : un premier mouvement ENE-OSO (080° - 260°), recoupées par un deuxième mouvement associés à un écoulement plus récent N-S (entre 170° - 350° et 006° - 186°) (ville d'Aylmer, arrêt EL07110020).

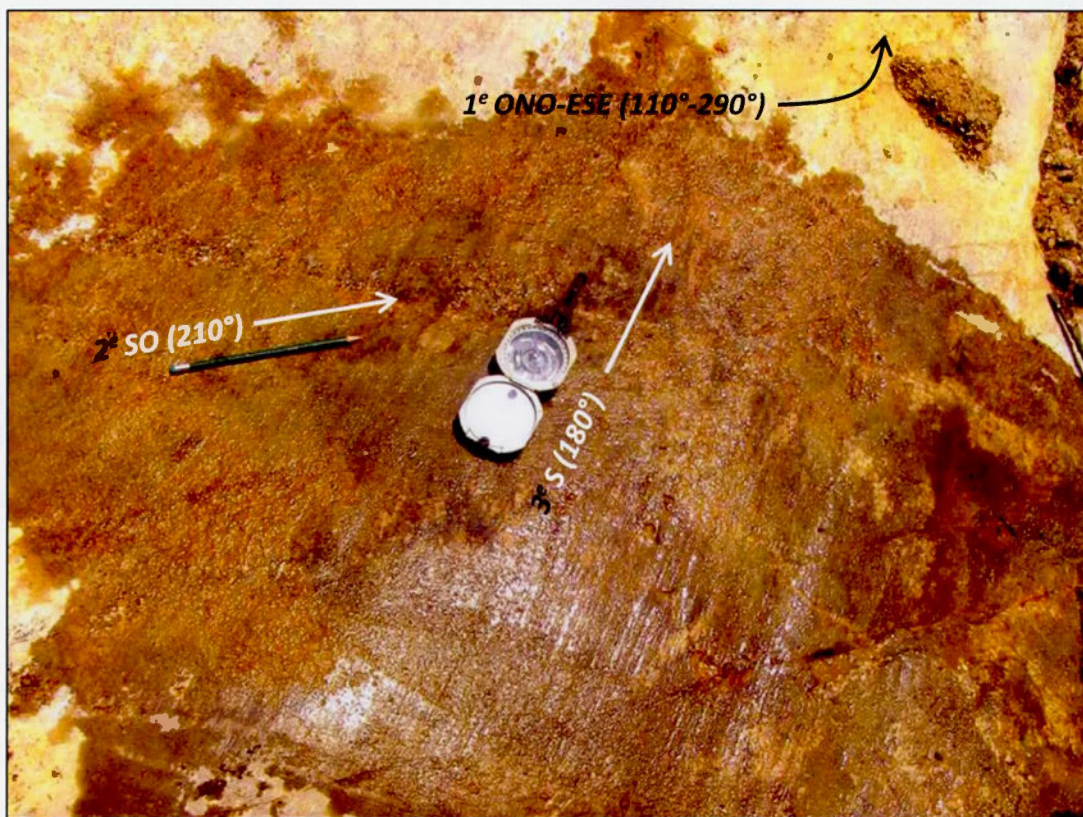


Figure 2.12 : Affleurement strié à l'est de Cantley présentant un écoulement ancien ONO-ESE (110° - 290°) sur la face aval protégée (non visible sur la photographie) et deux mouvements sur la face principale : des stries fines vers le S (180°) et des stries altérées vers le SO (210°) dont le recoupement entre elles n'a pas pu être établi. Or, les stries SO sont toujours recoupées par les écoulements S, SSE et SE sur le territoire. En effet, cette chronologie est visible sur un site à moins de 6 km de celui-ci (arrêt EL07110078). Ceci permet donc de poser l'hypothèse que l'écoulement SO serait antérieur à l'écoulement dominant vers le S et postérieur à celui ONO-ESE sur la face protégée (arrêt EL07110077).

2.3.4.2 Séquences d'écoulement glaciaire régional

À la lumière des données recueillies sur le terrain, nous proposons la chronologie suivante pour les quatre séquences d'écoulement glaciaire d'échelle régionale (figure 2.13). Un écoulement régional ONO-ESE, d'âge et de direction inconnue, aurait dans un premier temps balayé la région. Le peu d'indices retrouvés par rapport

à cet événement nous porte à croire qu'il s'agit d'un événement ancien ou encore des vestiges d'une glaciation antérieure à la glaciation wisconsinienne. S'en suit une série d'écoulement de direction chronologique antihoraire liée à la dernière glaciation. L'écoulement vers le S et le SSE représente l'écoulement dominant en Outaouais. Il est suivi par les écoulements liés au retrait des glaces, vers le SE aux abords de la vallée des Outaouais et vers le S et SSE dans les hautes terres. Plusieurs autres écoulements locaux ont été recensés et témoignent d'un contrôle par la topographie.

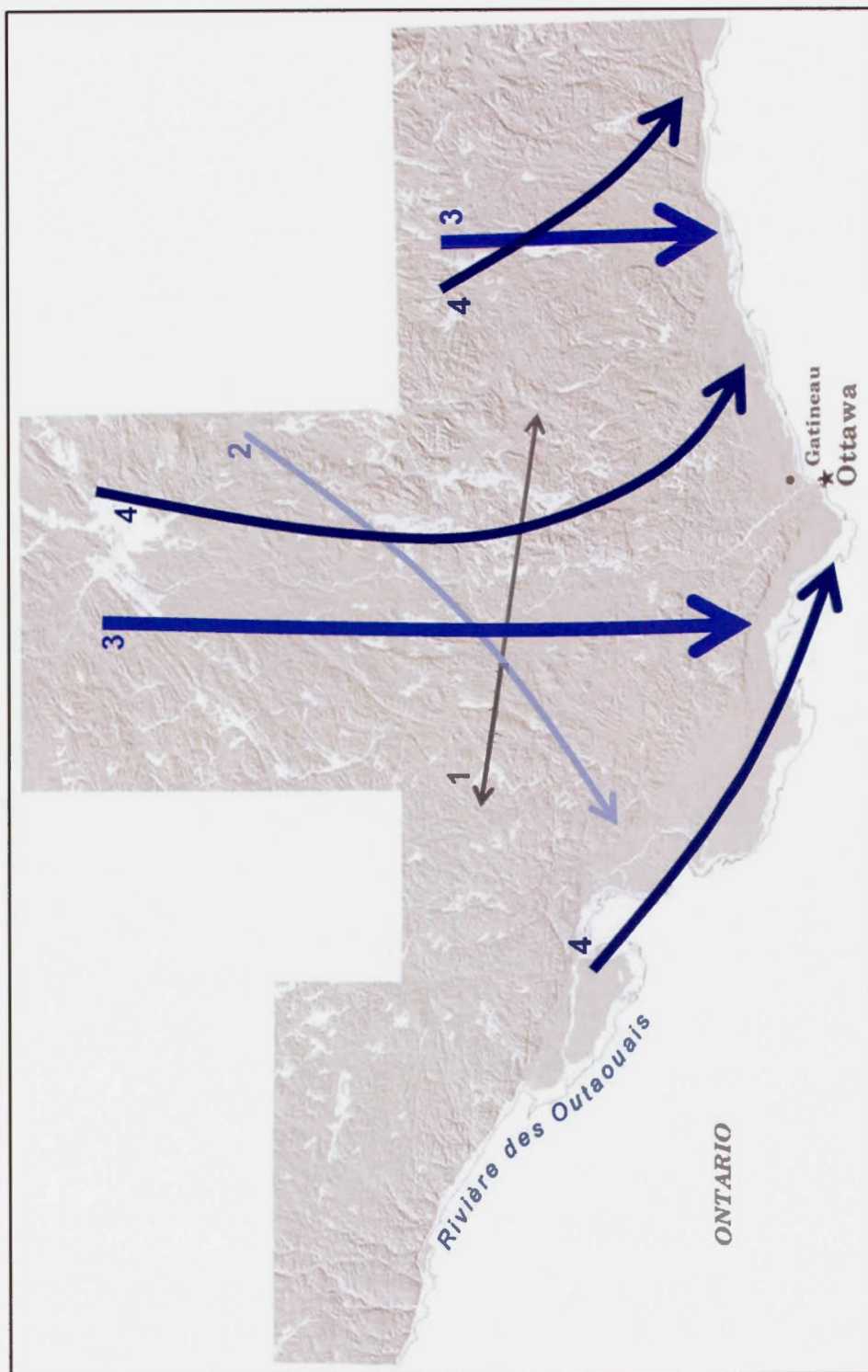


Figure 2.13 : Chronologie des écoulements glaciaires régionaux basée sur la distribution des microformes d'érosion glaciaire (1 étant le plus ancien).

CHAPITRE III

LES FORMES D'ACCUMULATION GLACIAIRE ET POSTGLACIAIRE

Une multitude de formes d'accumulation glaciaire et postglaciaire sont visibles en Outaouais. La description de ces principales formes est basée sur les nombreuses cartes de la géologie des formations superficielles qui ont été produites dans le cadre du projet PACES-Outaouais entre 2011 et 2013. Une de mes contributions à ce projet est la réalisation de deux cartes à l'échelle 1 : 50 000 des dépôts de surface de la région de Maniwaki (Dubois Verret *et al.*, 2012; Dubois Verret *et al.*, 2013) qui sont joints à ce mémoire (annexe A). Bien que notre analyse couvre la grande région de l'Outaouais, la réalisation de ces cartes à plus grande échelle m'aura permis de caractériser de façon détaillée les formes et dépôts et de leur attribuer une genèse basée sur ces attributs. Nous présentons donc dans ce chapitre un portrait régional des principales caractéristiques (géomorphologie, altitude, distribution spatiale, orientation et sédimentologie) des formes d'accumulation glaciaire et postglaciaire, laissant intentionnellement de côté leur description lithostratigraphique détaillée. Les explications paléogéographiques de ces formes seront abordées dans le chapitre IV.

3.1 Les formes mises en place directement par la glace

Parmi les formes mises en place par la glace, on retrouve les drumlins et les trainées morainiques derrière un abri rocheux. Ces formes sont constituées de till, celui-ci reposant en discordance sur le roc. Le till de la région est constitué d'un diamicton à matrice sableuse, plutôt compact et de couleur olive pour ce qui a trait au till de fond, et de structure plus lâche, de couleur brunâtre et contenant des blocs anguleux en ce qui concerne le till d'ablation. Dans les zones qui ont été ennoyées par la Mer de

Champlain, le till est généralement délavé avec une matrice plus grossière et parsemé de blocs en surface. Sa matrice peut également être carbonatée dans les zones caractérisées par la présence de roches carbonatées. Le till couvre une proportion de près de 70 % du territoire (figure 3.1). Son épaisseur est supérieure dans les vallées et s'amincit sur les sommets, dévoilant la structure rocheuse sous-jacente. Dans les régions du Lac Poisson Blanc et de Maniwaki se trouvent les coupes de till les plus importantes, d'une quinzaine de mètres de hauteur (figure 3.2, la localisation de tous les arrêts est présentée à l'annexe B). Ponctuellement, le till d'ablation recouvre le till de fond (figure 3.3).

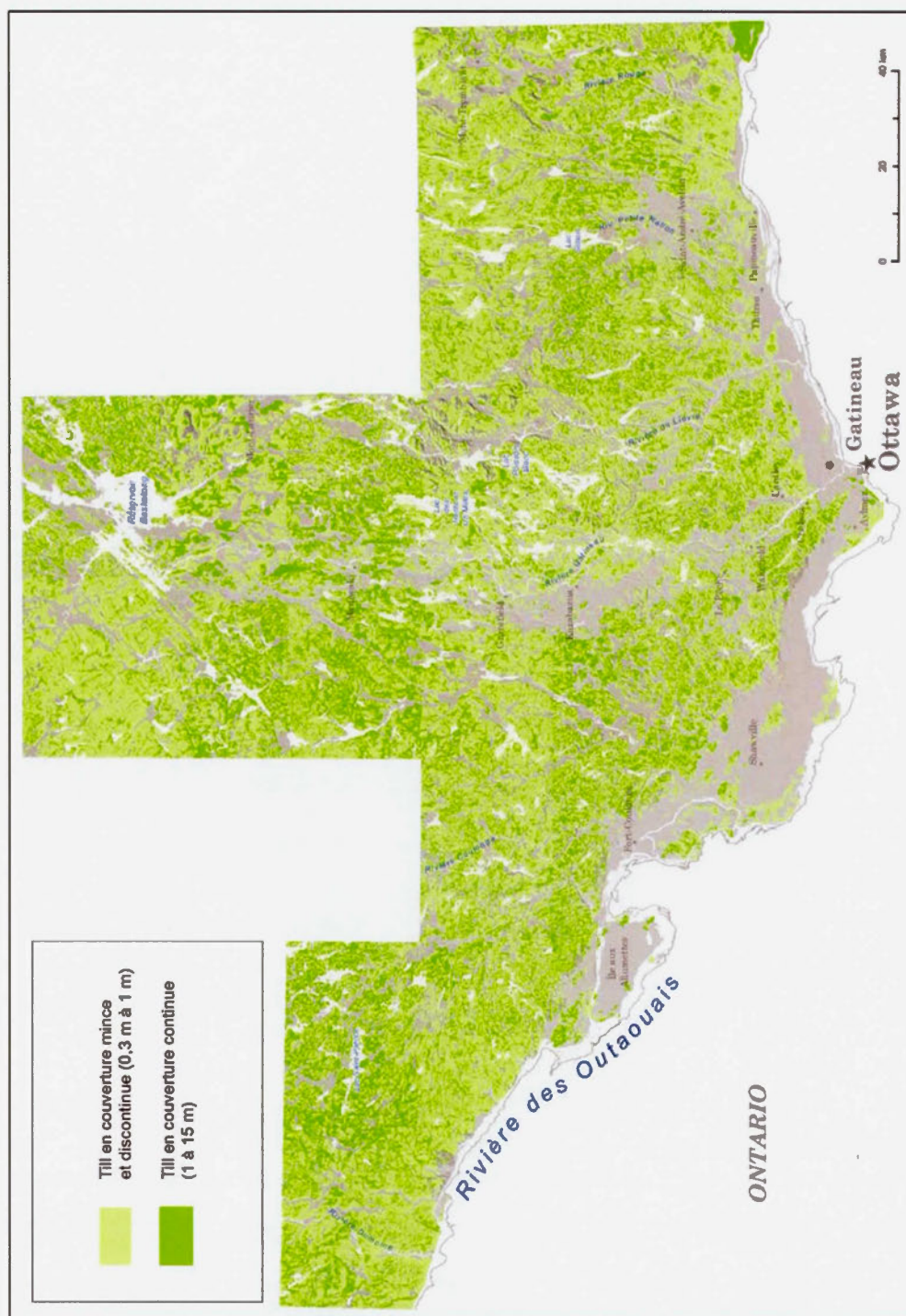


Figure 3.1 : Répartition spatiale du till en Outaouais selon son épaisseur.



Figure 3.2 : Coupe de till d'une hauteur de 15 m à l'ouest de Maniwaki. Le till d'ablation au sommet contient des blocs décimétriques à métriques et recouvre un till de fond (détail dans la figure 3.3) (arrêt MD07120040, annexe B).



Figure 3.3 : Till d'ablation recouvrant un till de fond fissile et très compact (région de Maniwaki, arrêt MD07120040).

3.1.1 Les drumlins

Une douzaine de drumlins ont été identifiés en Outaouais notamment dans la région de Maniwaki et sur les basses terres de la vallée des Outaouais, au nord de l'île aux Allumettes. Ce sont des buttes de till de forme ovoïde et profilées dans le sens des axes dominants de l'écoulement. Leur dimension varie entre 500 m et 1100 m de longueur et entre 150 et 480 m de largeur, soit un rapport longueur/largeur moyen

de 2.5. La direction générale des drumlins s'oriente vers le S, à l'exception de ceux identifiés près de l'île aux Allumettes qui suivent un axe SSE (155°).

3.1.2 Les trainées morainiques derrière un abri rocheux

Les trainées morainiques derrière un abri rocheux, communément appelées *crag-and-tail*, sont dispersées sur les hautes terres de l'Outaouais de façon ponctuelle. Elles constituent d'excellents marqueurs du sens de l'écoulement glaciaire (figure 3.4). Nous en avons recensé plus de 270 sur le territoire et leur longueur varie entre 28 et 1600 m. Leur direction régionale s'oriente vers le S, ce qui correspond à l'écoulement glaciaire dominant (chapitre II), à l'exception du territoire au nord de l'île aux Allumettes où la direction des *crag-and-tails* bifurque vers le SSE, en accord avec les microformes d'érosion et les drumlins recensés dans cette région.



Figure 3.4 : Vue de profil d'une trainée morainique derrière un abri rocheux à l'ouest de Maniwaki. En aval d'un obstacle rocheux (à droite) s'étire une trainée de till (flèche) qui indique un écoulement glaciaire vers le sud (arrêt MD08120049).

3.2 Les formes fluvioglaciaires

Parmi les formes fluvioglaciaires, on distingue les formes juxtaglaciaires, qui comprennent les eskers, les moraines et les deltas juxtaglaciaires, ainsi que les épandages proglaciaires subaériens et subaquatiques. Elles sont composées de sédiments fluvioglaciaires et couvrent 6 % du territoire (figure 3.5).

3.2.1 Les formes juxtaglaciaires

3.2.1.1 Les eskers

La plupart des eskers ont été identifiés à l'intérieur des vallées du Bouclier canadien (figure 3.6). Mises en place lors de la déglaciation, ces accumulations de sables, de graviers, de cailloux et de blocs généralement subarrondis, forment des crêtes sinueuses plus ou moins continues. Sur le territoire à l'ouest de Maniwaki et de Gracefield, on remarque des corridors de sédiments juxtaglaciaires pouvant s'étendre sur plus de 30 km, où les eskers se suivent de façon discontinue et où abondent les kettles (figure 3.7). L'orientation générale des eskers est N-S, bien qu'elle soit influencée par la topographie des vallées profondes du Bouclier canadien. À l'ouest de l'Outaouais, leur orientation est plutôt NO-SE, ce qui laisse supposer un front glaciaire se retirant vers le NO. Occasionnellement, les eskers sont enfouis sous les argiles, notamment au sud de Shawville, où ils ont été recouverts par la Mer de Champlain (figure 3.8).

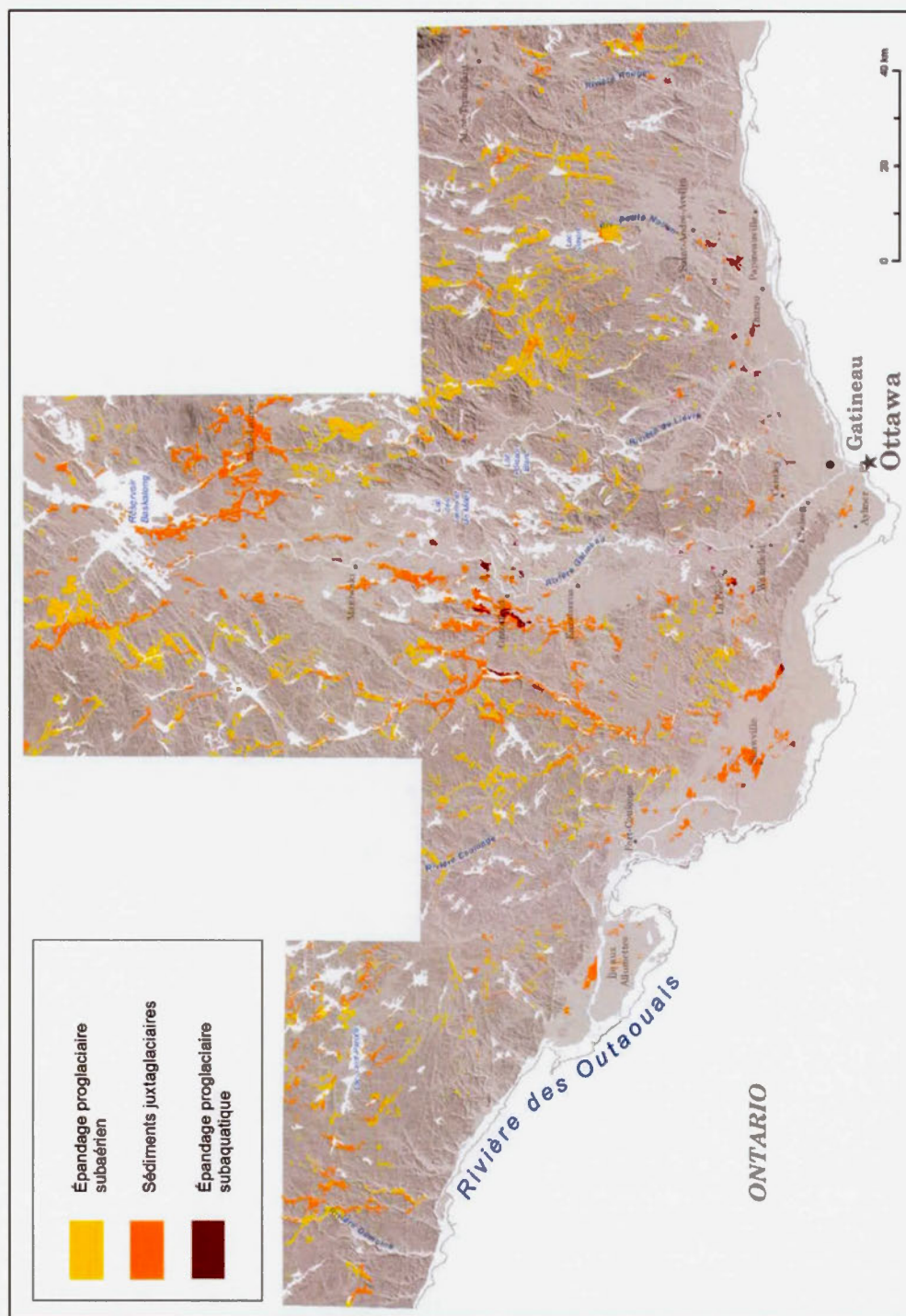


Figure 3.5 : Répartition spatiale des sédiments et formes fluvioglaciales en Outaouais.



Figure 3.7 : Esker de 35 m de hauteur et d'orientation N-S dans la réserve autochtone Kitigan Zibi, à l'ouest de Maniwaki. Le noyau central de l'esker (à droite sur la photo), mis en place en position proximale par rapport au front glaciaire, est recouvert sur ses flancs de sables fins d'épandage subaquatique en position plus distale (arrêt MD07120022).



Figure 3.8 : Une couche de 5 m d'argile glaciomarine massive issue de la Mer de Champlain scelle le dessus et les flancs d'un esker dans la région de Shawville, ce qui forme un léger monticule dans la plaine argileuse environnante (arrêt EL07120032).

3.2.1.2 Les moraines

Formées au cours de la déglaciation du territoire, les formes morainiques constituent le meilleur indicateur des différentes positions de la marge glaciaire lors de son retrait. Elles consistent en des sables, des graviers, des cailloux et des blocs, parfois jointifs. À l'est du territoire, deux tronçons majeurs que nous associons à la Moraine de Saint-Narcisse ont été identifiés et viennent compléter le tracé proposé par Richard (1984b; 1991) (Daigneault *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2013). Le premier tronçon est long de 21 km, entre le sud du lac Simon et Saint-Émile-de-Suffolk et s'oriente selon un axe OSO-ENE (figure 3.9). Il est formé de bourrelets morainiques plus ou moins continus d'une largeur d'environ 150 m et présente parfois deux ou trois crêtes parallèles. Au sud du lac Simon, un maximum de cinq crêtes parallèles a été identifié

(figure 3.10). Le deuxième segment est situé entre les villes d'Huberdeau et de Saint-Faustin-Lac-Carré. Celui-ci est constitué de crêtes morainiques pratiquement continues qui suivent une orientation NE-SO sur plus de 16 km. Lamothe (1977) avait déjà identifié un tracé identique dans ce secteur. L'épaisseur maximale observée pour les segments de la Moraine de Saint-Narcisse est de 13 m.

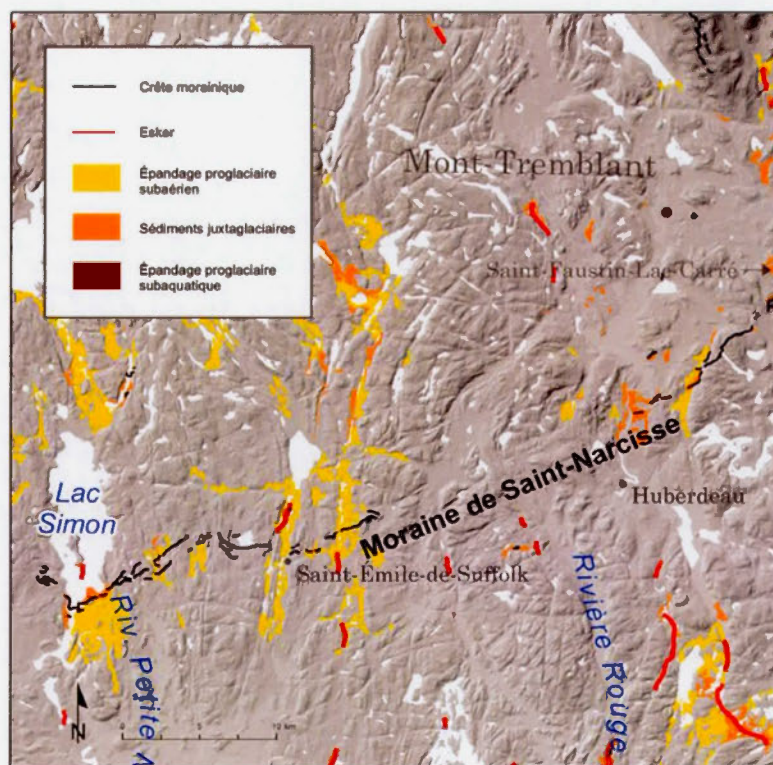


Figure 3.9 : Vue détaillée des tronçons de la Moraine de Saint-Narcisse identifiés entre les régions du lac Simon et de Saint-Faustin-Lac-Carré, ainsi que des crêtes morainiques sur les flancs du mont Tremblant (visibles au nord de la ville de Mont-Tremblant).



Figure 3.10 : Coupe de 8 m dans un tronçon de la Moraine de Saint-Narcisse au sud du lac Simon (arrêt SM07110035).



Figure 3.11: Moraine mineure d'orientation E-O près de la ville de Gracefield. La coupe a une hauteur de plus de 6 m et présente un diamicton à galets non jointifs (arrêt OL07120016).

Plusieurs moraines mineures (de dimensions métriques) ont été identifiées en Outaouais et leur orientation varie beaucoup d'un secteur à un autre (figure 3.6). À l'est du territoire, elles suivent le même axe que la Moraine de Saint-Narcisse, OSO-ENE, à l'exception de la zone du Mont-Tremblant où elles sont disposées perpendiculairement à l'axe de la pente (figure 3.9). Ces moraines arquées entourant le plus haut sommet de la région suggèrent que celui-ci se serait déglacé avant les terres avoisinantes de plus basses altitudes. Au centre de l'Outaouais, on retrouve des segments morainiques E-O (figure 3.6). Dans les vallées profondes, où les eskers et les kettles abondent, plusieurs moraines mineures se succèdent perpendiculairement

l'axe de celles-ci. Près du Lac Caymant, à l'ouest de Gracefield, près d'une vingtaine de crêtes se succèdent sur 12 km de distance dans le fond de la vallée (figure 3.11). Ce fait sous-entend que le retrait des glaces aurait suivi l'orientation des creux topographiques dans ce secteur. Dans la région des basses terres du réservoir Baskatong, les moraines sont plutôt disposées en arc de cercle autour de celles-ci : en arc convexe au sud et concave au nord (figure 3.6). Cette disposition suggère la présence d'un rentrant dans la marge glaciaire, résultant fort probablement d'un vêlage accéléré des glaces au contact d'un plan d'eau glaciomarin dans les basses terres du Baskatong.

À l'ouest du territoire, sur l'île aux Allumettes, on remarque que les moraines mineures suivent un axe N-S, perpendiculaire à celles situées sur les basses terres de l'Outaouais dans la région de Shawville, à moins de 50 km de là (figure 3.6). La glace se serait donc retirée vers l'O dans ce secteur, suivant l'orientation de la vallée des Outaouais. Dans la région du lac Saint-Patrice, une multitude de petits segments morainiques sont d'orientation NE-SO, conforme à celle des eskers qui suggèrent un retrait des glaces vers le NO dans ce secteur. Au sud du lac Saint-Patrice, un cordon morainique presque continu de plus de 2,5 km de longueur forme des crêtes de 50 m de largeur et de 5 à 10 m de hauteur (figure 3.6).

3.2.1.3 Les deltas juxtaglaciaires

Quelques deltas juxtaglaciaires sont présents au nord et au sud-est du territoire (figure 3.12). Mis en place à la marge glaciaire et généralement près de la limite d'un plan d'eau, ils représentent de bons indicateurs de l'étendue et de l'altitude des bassins glaciomarins ou glaciolacustres. Au nord de Thurso, dans la région de Saint-Sixte, une gravière expose une coupe de 56 m de hauteur dans un delta-kame dont les flancs sont recouverts par des sédiments glaciomarins littoraux localement fossilifères (figure 3.13). Son sommet est assez plat et d'une altitude de 227 m. À une

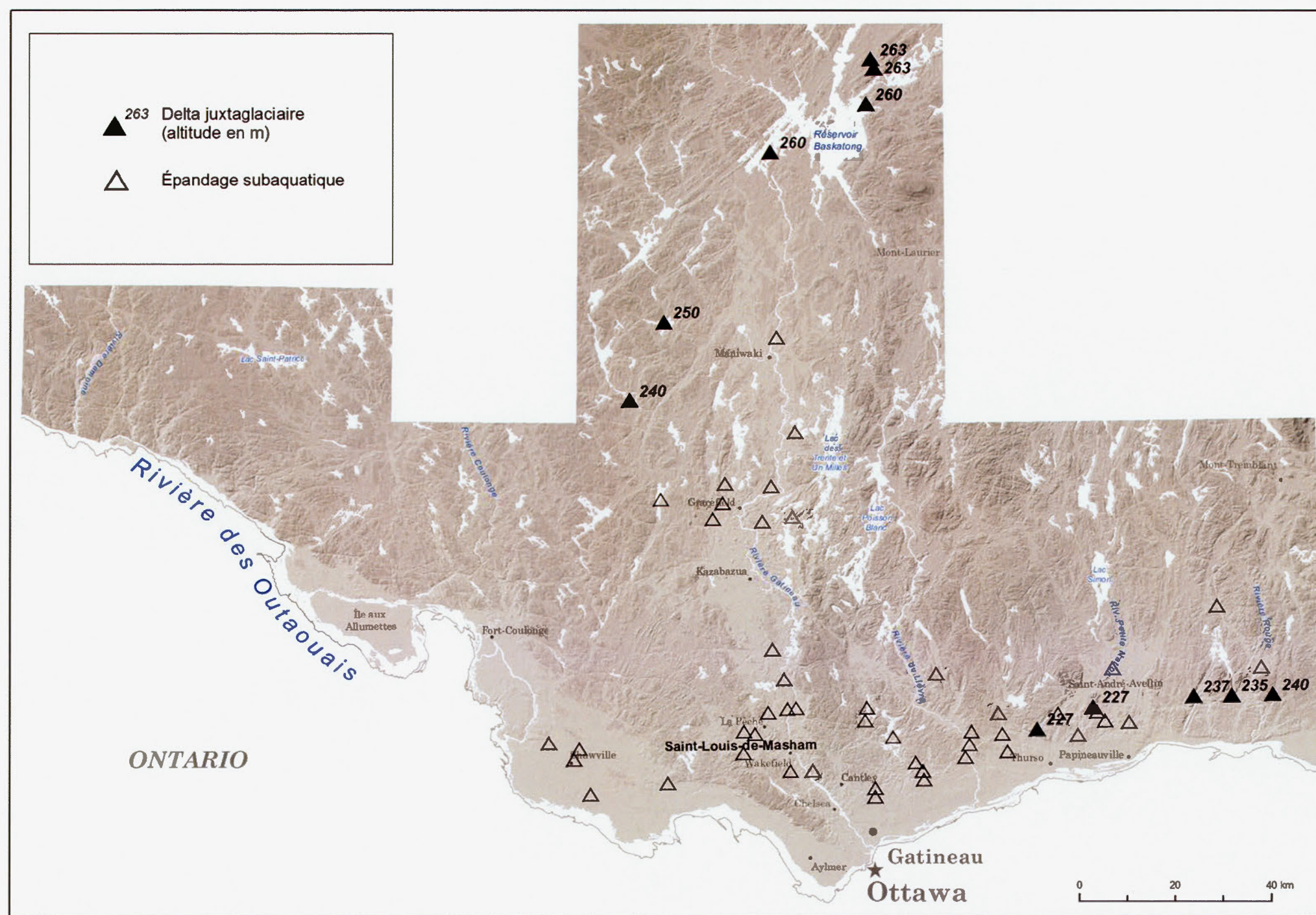


Figure 3.12 : Répartition spatiale et altitude (m) des deltas juxtaglaciaires en Outaouais, ainsi que des épandages proglaciaires subaquatiques. Ces formes indiquent la position du front glaciaire lors de la déglaciation.



Figure 3.13 : Delta-kame à 227 m dans la région de Saint-Sixte, au nord de Thurso. Sa hauteur atteint 56 m, ce qui représente l'épaisseur la plus importante de sédiments juxtaglaciaires observée. Les sédiments sont grossiers dans la partie nord (graviers, cailloux et blocs) et plus fins dans la partie sud (sables et graviers). Sur les flancs de cette butte, on retrouve 4 m de sédiments glaciomarins localement fossilifères (*Hiatella arctica*) (arrêt MH07110030).

douzaine de kilomètres au nord-est de cette gravière, au sud de Saint-André-Avellin se trouve un autre delta-kame à la même altitude que le précédent (arrêt MH07110042). Ils indiquent l'altitude maximale atteinte par un plan d'eau dans ce secteur. Au sud-est de l'Outaouais, trois deltas juxtaglaciaires présentent des altitudes variant entre 235 et 240 m (figure 3.12). Dans la section amont de la vallée de la Gatineau, c'est aux pourtours du réservoir Baskatong que les deltas juxtaglaciaires les plus élevés ont été identifiés, à 263 m d'altitude. Ils représentent la limite altitudinale de la Mer de Champlain dans cette vallée.

3.2.2 Les formes proglaciaires

3.2.2.1 Les épandages proglaciaires subaériens

Les épandages proglaciaires en position subaérienne représentent plus de 3% des formes et dépôts cartographiés en Outaouais (figure 3.5). Ils créent de vastes étendues situées dans les vallées et sur les plateaux du Bouclier canadien et consistent en des sédiments sableux et plutôt grossiers (gravier et blocs), dans certains cas jointifs, et déposés en stratifications horizontales, accompagnés parfois de stratifications en auges (figure 3.14). L'épaisseur maximale observée est de 11 m dans la région de Mont-Tremblant. Les épandages proglaciaires subaériens sont de forme tabulaire, incisés par des chenaux de fonte et caractérisés par la présence de kettles. Leur altitude est généralement supérieure à la limite marine, hormis en certains endroits, comme au sud du lac Simon où l'altitude maximale des épandages proglaciaires subaériens est d'environ 220 m, alors que celle des deltas glaciomarins situés à proximité est de 235 m. Ceci est probablement attribuable à une déglaciation plus tardive de ces secteurs (voir chapitre IV; Hurtubise, 2014).



Figure 3.14 : Épandage proglaciaire subaérien au sud du lac Saint-Patrice. Au sommet, les cailloux arrondis à subanguleux sont jointifs et disposés en stratifications horizontales, tandis que le bas de la coupe présente une alternance de lits sableux et caillouteux en stratifications obliques planes (arrêt SM08120081).

3.2.2.2 *Les épandages proglaciaires subaquatiques*

Les épandages proglaciaires mis en place en position sous-aquatique sont dispersés surtout au sud du territoire et dans la vallée de la rivière Gatineau (figure 3.5 et 3.12). Ils sont formés de sédiments provenant de tunnels sous-glaciaires ou intraglaciaires débouchant dans un plan d'eau à la marge du glacier. Caractérisés par une morphologie de butte tabulaire dont l'altitude est toujours inférieure à celle de la limite marine environnante, ils sont composés principalement de sables silteux, de sables et parfois de graviers présentant des stratifications obliques planes ou horizontales et sont le plus souvent recouvert de dépôts glaciomarins associés à des faciès d'eau profonde (figure 3.15).

De par leur environnement de formation juxtaglaciale, la présence de ces épandages subaquatiques indique aujourd'hui la position du front lors de la déglaciation. Dans la région de Saint-Louis-de-Masham, au nord-ouest de Wakefield, d'importants épandages proglaciaires subaquatiques alignés selon une orientation E-O matérialisent une position de la marge glaciaire entre les vallées des Outaouais et de la Gatineau (figure 3.12 et 3.16). Plus au sud, entre Shawville et Saint-André-Avellin, ces formes peuvent atteindre 27 m d'épaisseur et contrastent avec la plaine argileuse environnante (figure 3.17).



Figure 3.15 : Coupe dans un épandage proglaciaire subaquatique près de la ville de Maniwaki. Faciès de sables et graviers surmontés de 1 m de silt-argileux glaciomarins à laminations horizontales. Un faciès littoral associé au retrait de la Mer recouvre l'épandage (arrêt MD08110040).



Figure 3.16 : Épandage proglaciaire subaquatique dans la région de Saint-Louis-de-Masham, au nord-ouest de Wakefield, d'une hauteur de 29 m et d'une élévation de 202 m. Les lits frontaux présentent des stratifications obliques planes ayant un pendage de 17° vers le SSO (arrêt EL07120001).



Figure 3.17 : Épandage proglaciaire subaquatique de 27 m de hauteur contrastant avec la plaine argileuse environnante. Région de Saint-Sixte, au nord de Thurso (arrêt MH07110055).

3.3 Les formes glaciomarines et marines

Les formes glaciomarines et marines sont associées à l'invasion de la Mer de Champlain lors de la déglaciation. Elles s'édifient soit en position proximale du glacier, comme les deltas glaciomarins maximaux, soit en position distale, tels les deltas régressifs qui se mettent en place dans un environnement plutôt marin que glaciomarin. Par souci de simplification, nous englobons dans le terme « glaciomarin » toutes les formes s'étant érigées dans la Mer de Champlain. Ces formes sont réparties principalement sur les terres de basses altitudes aux abords de la rivière des Outaouais, ainsi que dans les principales vallées comme celles de la Gatineau, du Lièvre et de la Petite Nation (figure 3.18). Elles couvrent plus de 13% du territoire et on les distingue selon leur environnement de déposition : les deltas, les cordons littoraux et les plages, ainsi que les plaines argileuses.

3.3.1 Les deltas

Les deltas glaciomarins sont caractérisés par des accumulations tabulaires souvent incisées par des chenaux fluviaux et généralement mis en place à l'aval glaciaire des épandages proglaciaires subaériens. Ils sont composés principalement de sables, de sables graveleux et de graviers stratifiés déposés en stratifications subhorizontales et obliques planes. Sur le terrain, la plus haute coupe atteint 30 m d'épaisseur et est située dans la région de Maniwaki (figure 3.19). On retrouve les deltas sur les flancs de dépressions topographiques, là où un plan d'eau proglaciaire a pu se former en contrebas. Par exemple, de vastes deltas dans les régions de l'île aux Allumettes, de Fort-Coulonge et de Shawville sont situés à la limite du seuil topographique séparant les basses terres de la rivière des Outaouais et le Bouclier canadien, entre 170 et 200 m d'altitude maximale (170 m à l'île aux Allumettes et 200 m à Shawville). Peu de deltas maximaux ont été identifiés en Outaouais, la plupart étant des deltas régressifs présents dans les grandes vallées d'orientation nord-sud et qui témoignent du retrait de la Mer de Champlain.

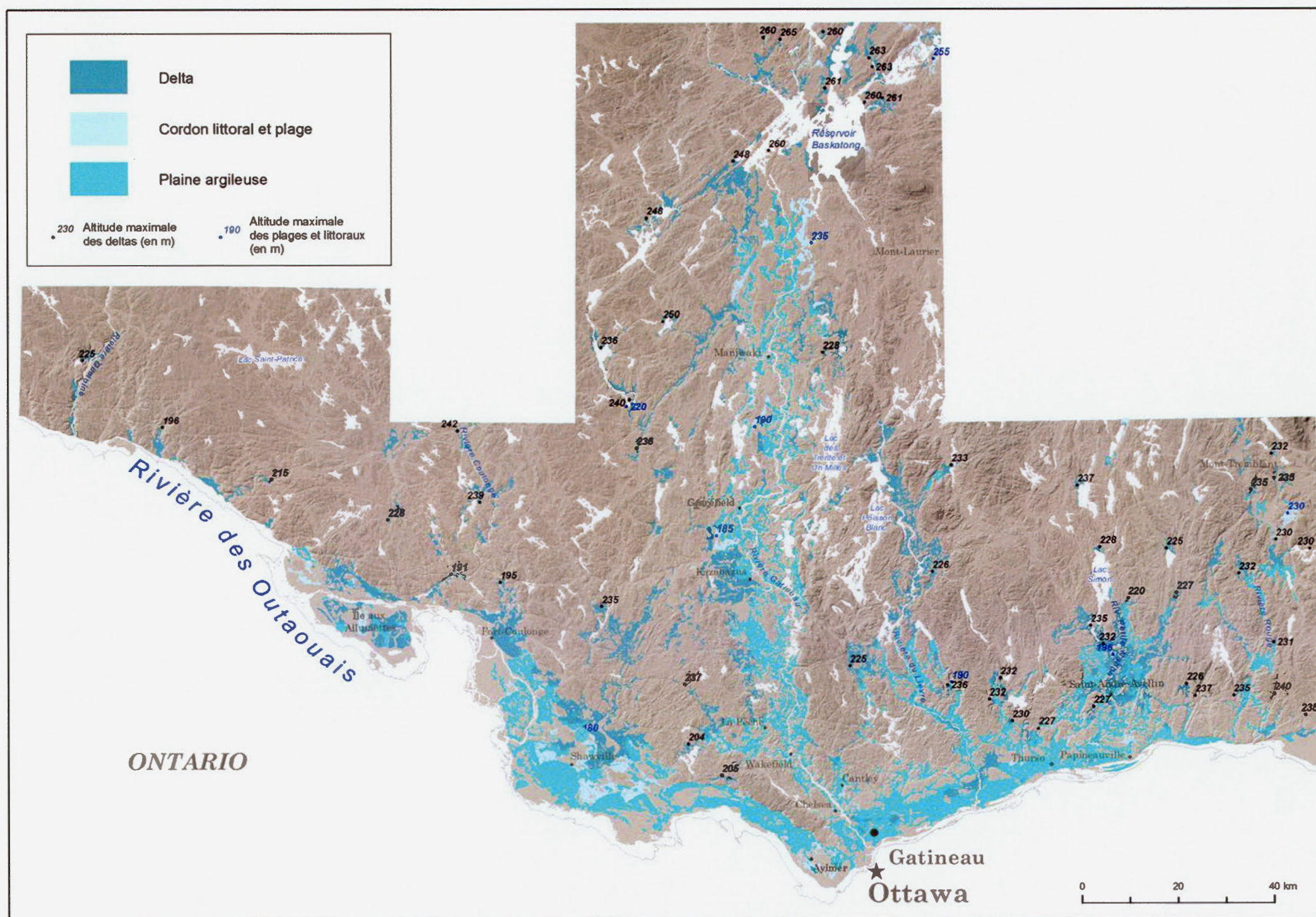


Figure 3.18 : Répartition spatiale des formes glaciomarines en Outaouais.



Figure 3.19 : Delta glaciomarin régressif dans la région de Maniwaki d'une hauteur de 30 m et d'une altitude de 205 m (arrêt MD07120018).

La Mer a atteint des altitudes de 235 m dans la région du Mont-Tremblant, comme l'avait noté Lamothe (1977), ainsi qu'au sud du lac Simon, dans la vallée de la rivière Petite Nation. Dans la vallée du Lièvre, les altitudes des deltas atteignent 233 m au lac Poisson Blanc. Dans la vallée de la Gatineau, ils sont à 240 m d'élévation à l'ouest de Maniwaki. Plus au nord, sur les basses terres du Baskatong, deux deltas-kames indiquent une élévation du plan d'eau à 263 m d'altitude et des deltas glaciomarins ont été identifiés à 265 m (figure 3.18). L'étendue des deltas glaciomarins identifiés à la limite nord de notre terrain d'étude indique que le bassin paramarin a probablement ennoyé les terres au-delà de ce territoire. Dans le secteur ouest de l'Outaouais, les altitudes maximales des deltas glaciomarins sont moins élevées et se limitent à la vallée de la rivière Coulonge à 242 m et à la vallée de la rivière Dumoine à 225 m (figure 3.18). Comme pour les deltas juxtaglaciaires, on note une décroissance de l'élévation des deltas glaciomarins d'est en ouest dans la portion sud du territoire.

Nous avons prélevé un échantillon de sable dans un delta glaciomarin à 237 m d'altitude au NO du réservoir Baskatong, afin de dater l'époque de sa formation à l'aide de la méthode de datation par luminescence optique (voir chapitre I, section méthodologie). Le résultat obtenu est de 10,2 +/- 1,5 ka pour la mise en place de ce delta. La localisation du site échantillonné est présentée à l'annexe B, tandis que les tableaux de résultats issus des datations IRSL sont colligés en annexe C. Nous abordons plus en détail l'implication de cette date pour la chronologie des événements de la déglaciation dans le chapitre suivant (chapitre IV, section 4.3.8).

3.3.2 Les cordons littoraux et les plages

Les cordons littoraux et les plages ont été mis en place à la bordure des plans d'eau et sont formés principalement de sédiments sableux et graveleux stratifiés, parfois fossilifères. Les plages se sont développées généralement sur ou à proximité des sources de sédiments grossiers, tels les sédiments juxtaglaciaires, et on les observe

parfois qui recouvrent les plaines argileuses (figure 3.20). Leurs altitudes témoignent de celle de la Mer de Champlain à différentes étapes de son retrait. Dans la cartographie effectuée en Outaouais, nous n'avons pris en compte que les plages de plus d'un mètre d'épaisseur, bien que plusieurs autres formes comportaient un mince faciès littoral à leur sommet. L'épaisseur maximale répertoriée pour ce type de dépôts est de 6 m. Les cordons littoraux se présentent généralement en une succession de crêtes plus ou moins parallèles qui marquent les différentes positions d'un plan d'eau lors de son abaissement (figure 3.21). Les altitudes les plus élevées des plages et des cordons littoraux répertoriés s'apparentent de ceux des deltas : 230 m dans la région de Mont-Tremblant, 196 m au sud du lac Simon, 190 m dans la basse vallée du Lièvre, 185 m dans la région de Gracefield, 220 m dans la région de Maniwaki, 255 m au NE du réservoir Baskatong et 180 m dans la région de Shawville.



Figure 3.20 : Plage de 3 à 6 m d'épaisseur comprenant un horizon fossilifère au sommet d'une coupe de dépôts juxtaglaciaires. Région de Campbell's Bay, entre Fort-Coulonge et Shawville (arrêt EL07120039).



Figure 3.21 : Succession de crêtes parallèles constituant des cordons littoraux dans la région de Maniwaki (arrêt MD07120030).

3.3.3 Les plaines argileuses

Les plaines argileuses constituent de vastes étendues formées par la décantation en eau profonde des sédiments dans la Mer de Champlain. Elles sont généralement entaillées par le ravinement, dû à l'exondation des terres, et souvent affectées par des glissements de terrain. Elles se localisent surtout dans la vallée de la rivière des Outaouais, sur les terres de plus basses altitudes et dans la partie aval des vallées ennoyées par le plan d'eau marin. Leur superficie sur le territoire atteint une proportion de 7% (figure 3.18). Les plaines argileuses ont été documentées sur des dépôts juxtaglaciaires ou sur le roc. Leur altitude s'élève entre 50 m, dans les régions de Gatineau et de Thurso, et 210 m au sud du réservoir Baskatong. L'épaisseur maximale observée est de 20 m, au sud du lac Simon. Elles sont composées d'argile massive ou laminée et contiennent une proportion plus grande de silt lorsqu'on atteint les zones amont des vallées qui ont été ennoyées. Ainsi, dans les zones septentrionales du bassin de la Mer de Champlain, comme dans la région de

Maniwaki, la présence de silt et de silt-argileux laminée s'apparente aux processus de rythmicité sédimentaire observable dans les lacs glaciaires (figure 3.22). À cette latitude, les conditions qui auraient prévalu dans le bassin de la Mer de Champlain se seraient davantage apparentées à celles d'un bassin paramarin calme, propice à une décantation des particules fines durant l'hiver et à des apports de sédiments plus grossiers durant la période de fonte.

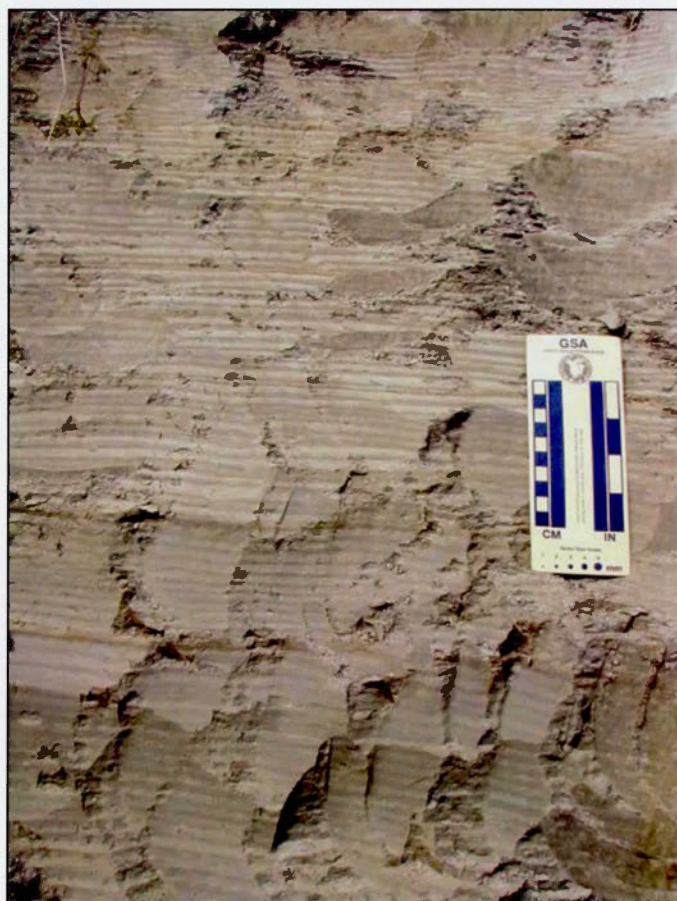


Figure 3.22 : Coupe à 181 m d'altitude présentant des rythmites glaciomarines aux abords de la rivière Gatineau, près de la ville de Maniwaki. Les couplets ont en moyenne 0,7 cm d'épaisseur où alternent des lits silteux blanchâtres et silteux argileux gris foncé. Les lits plus clairs ont une épaisseur qui varie entre 0,3 et 0,7 cm et deviennent plus minces en haut de la coupe, tandis que les lits plus foncés de silt-argileux ont une épaisseur constante de 0,2 cm (arrêt MD08110051).

3.4 Les formes glaciolacustres

Les formes glaciolacustres sont présentes de façon très ponctuelle en Outaouais et couvrent une faible proportion du territoire (0,6 %) (figure 3.23). On associe leur mise en place à des lacs d'obturation glaciaire créés lors de la déglaciation. La plupart des deltas, des cordons littoraux, des plages et des plaines argileuses associés à ces lacs se sont développées dans des cuvettes rocheuses isolées ou lorsque le drainage de certains secteurs a été momentanément inversé ou barré dû à l'enfoncement glacio-isostatique du territoire.

3.4.1 Les deltas

Les deltas glaciolacustres sont caractérisés par une surface tabulaire entaillée par l'érosion fluviale (figure 3.24). Ils sont constitués de sables fins à grossiers présentant des rides de courant et des stratifications subhorizontales ou obliques planes. Les coupes maximales observées sont de 13 m d'épaisseur. Les deltas sont situés sur les hautes terres, principalement dans les hautes vallées du Lièvre et de la Rouge, dans la région de Mont-Tremblant. Leur élévation maximale dans la vallée du Lièvre atteint 240 m au sud de Mont-Laurier, plus précisément aux nord du lac des Îles. Dans la région de Mont-Tremblant, plusieurs plans d'eau proglaciaires se sont succédés au front glaciaire lorsque la glace libérait les terres à contrepente. Lamothe (1977) a proposé plusieurs niveaux lacustres au sud de Mont-Tremblant qui reflètent l'abaissement des plans d'eau au fur et à mesure que la glace se retirait, jusqu'à ce que la vallée de la Rouge soit libre. Nous avons identifié des deltas glaciolacustres dans ce secteur au front de la Moraine de Saint-Narcisse, à 345 m d'altitude, et à 300 m au nord de la Moraine, enregistrant cette baisse du niveau des plans d'eau proglaciaires. Dans la vallée de la Gatineau, des deltas glaciolacustres ont été mesurés à 238 m au SO de Kazabazua, 267 m à l'ouest de Gracefield, ainsi qu'à 274 m dans le secteur ouest de l'Outaouais, au lac Saint-Patrice (figure 3.23).

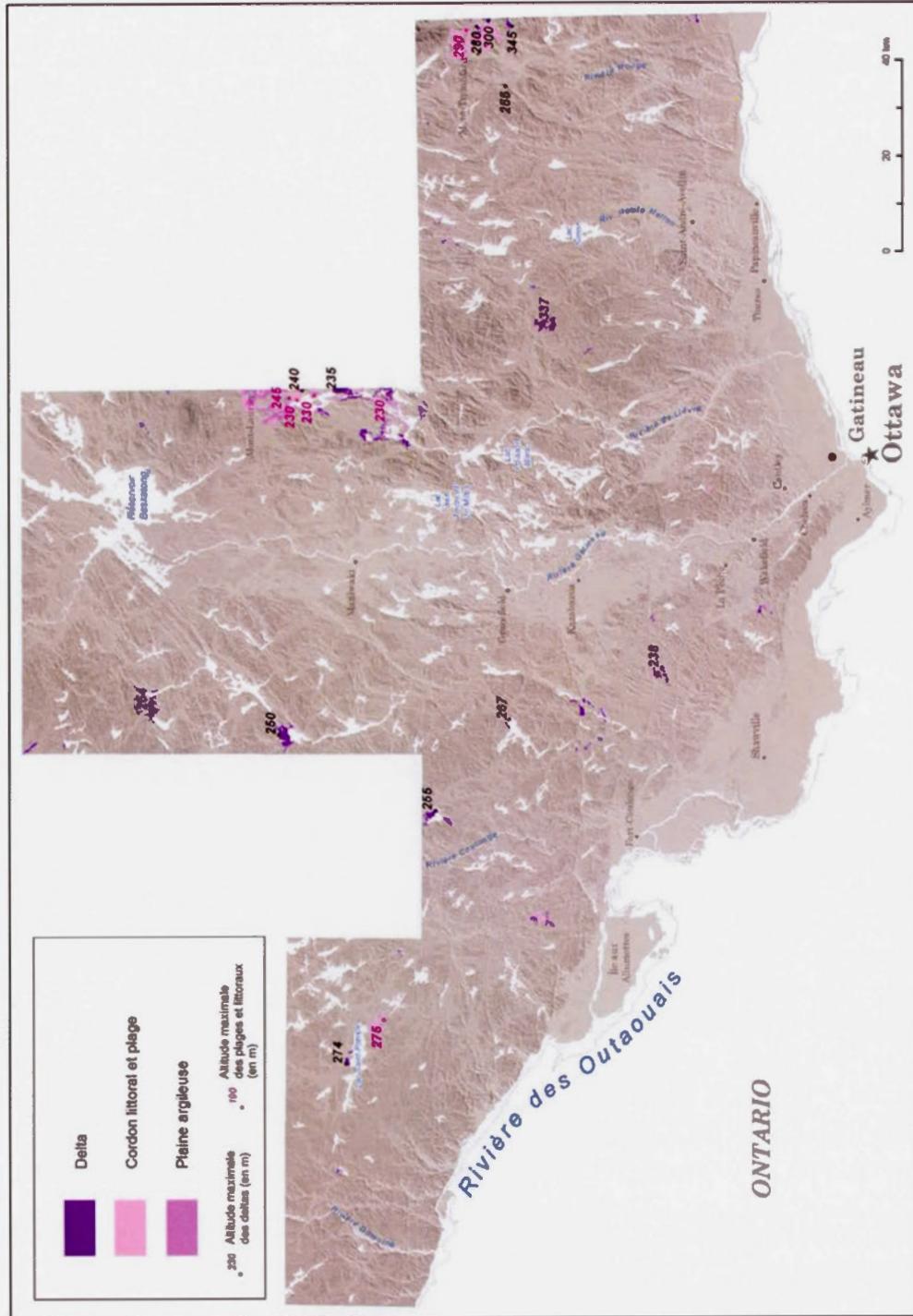


Figure 3.23 : Répartition spatiale des formes glaciolacustres en Outaouais.



Figure 3.24 : Delta glaciolacustre qui a été entaillé par l'érosion fluviale et qui forme une plaine vallonnée à l'est de Fort-Coulonge à 230 m d'altitude (arrêt SM07120038).

3.4.2 Les cordons littoraux et les plages

Les cordons et les plages glaciolacustres sont rares en Outaouais. Leurs plus grandes étendues se concentrent dans les secteurs de Mont-Tremblant, du lac Saint-Patrice et de la vallée du Lièvre. Ils sont constitués de sables moyens à fins, généralement stratifiés (figure 3.25) dont l'épaisseur maximale observée est de 5 m et dont les altitudes sont légèrement moins élevées que celles des deltas glaciolacustres dans chacun des secteurs : 290 m au sud de Mont-Tremblant, 275 m au lac Saint-Patrice (figure 3.23). La majorité des cordons littoraux dans la vallée du Lièvre sont à 230 m d'altitude, à l'exception de la rive nord du lac des Îles où ils atteignent 245 m, ce qui représente la même altitude que le plan d'eau glaciomarin dans la vallée de la Gatineau à cette latitude.



Figure 3.25 : Plage glaciolacustre à 289 m d'altitude présentant un faciès sublittoral où alternent les sables fins et moyens (région à l'est de La Pêche, sur les hautes terres entre les vallées du Lièvre et Gatineau, arrêt NH07110082).

3.4.3 Les plaines argileuses

Les plaines argileuses glaciolacustres sont caractérisées par un relief plat à l'étendue limitée, souvent présentes au fond des cuvettes rocheuses. Elles se distinguent par la présence de sédiments fins formant des rythmites silto-argileuses ou des interlits de sables fins dans des dépôts silteux. Elles sont situées presque exclusivement dans la zone amont de la vallée du Lièvre où leur élévation maximale est d'environ 230 m. Dans ce même bassin, au nord du lac des Îles, des rythmites ont été identifiées à 229 m d'altitude (figure 3.26). Elles sont formées de couplets de 8 cm d'épaisseur de lits silteux foncés et de lits de silt argileux plus minces et de teinte plus pâle qui

pourraient être interprétés comme étant des varves. Dans ses recherches sur les lacs proglaciaires Barlow et Ojibway au Témiscamingue, Veillette (1983; 1996) a établi à 50 m l'amplitude de la tranche d'eau nécessaire pour la sédimentation de varves dans cette région. En appliquant ce modèle à la coupe au nord du lac des Îles (229 m), l'élévation du plan d'eau proglaciaire y aurait atteint 279 m suivant l'hypothèse où les rythmites identifiées sont bels et biens des varves. Or, nous n'avons répertorié que des données maximales d'altitude à 245 m sur des deltas et des plages dans ce secteur, soit une quinzaine de mètres seulement plus élevées que les rythmites. Nous aborderons plus en détail la phase glaciolacustre de la haute vallée du Lièvre dans le chapitre IV.



Figure 3.26 : Coupe présentant des rythmites glaciolacustres proximales à 229 m d'altitude reposant sur un till au sud de Mont-Laurier. Les couplets ont 8 cm d'épaisseur en moyenne où s'alternent des lits silteux de couleur gris foncé et des lits de silt argileux de teinte plus claire (arrêt SM07110129).

3.5 Les formes alluviales

Les formes alluviales se situent principalement le long des rivières actuelles et comptent pour un peu plus de 2% de la superficie totale du territoire (figure 3.27). Elles sont composées de silts sableux, de sables, de graviers et de cailloux généralement stratifiés et contenant parfois de la matière organique. Les plaines alluviales sont généralement tabulaires et incisées par le réseau fluvial actuel. Les barres alluviales et les chenaux fluviaux bordent les cours d'eau et sont souvent présents aux abords des méandres. Plusieurs terrasses et chenaux fluviaux abandonnés ont été identifiés le long des rivières actuelles et représentent des reliques de l'abaissement de plans d'eau (figure 3.28). Le long de la rivière des Outaouais, les terrasses fluviales étagées ont des élévations croissantes d'est en ouest : entre 80 et 50 m dans le secteur de Thurso, de 95 à 50 m à Gatineau, entre 135 et 60 m dans la région de Shawville et entre 140 et 115 m dans le secteur de Fort-Coulonge où nous avons identifié cinq niveaux de terrasses.

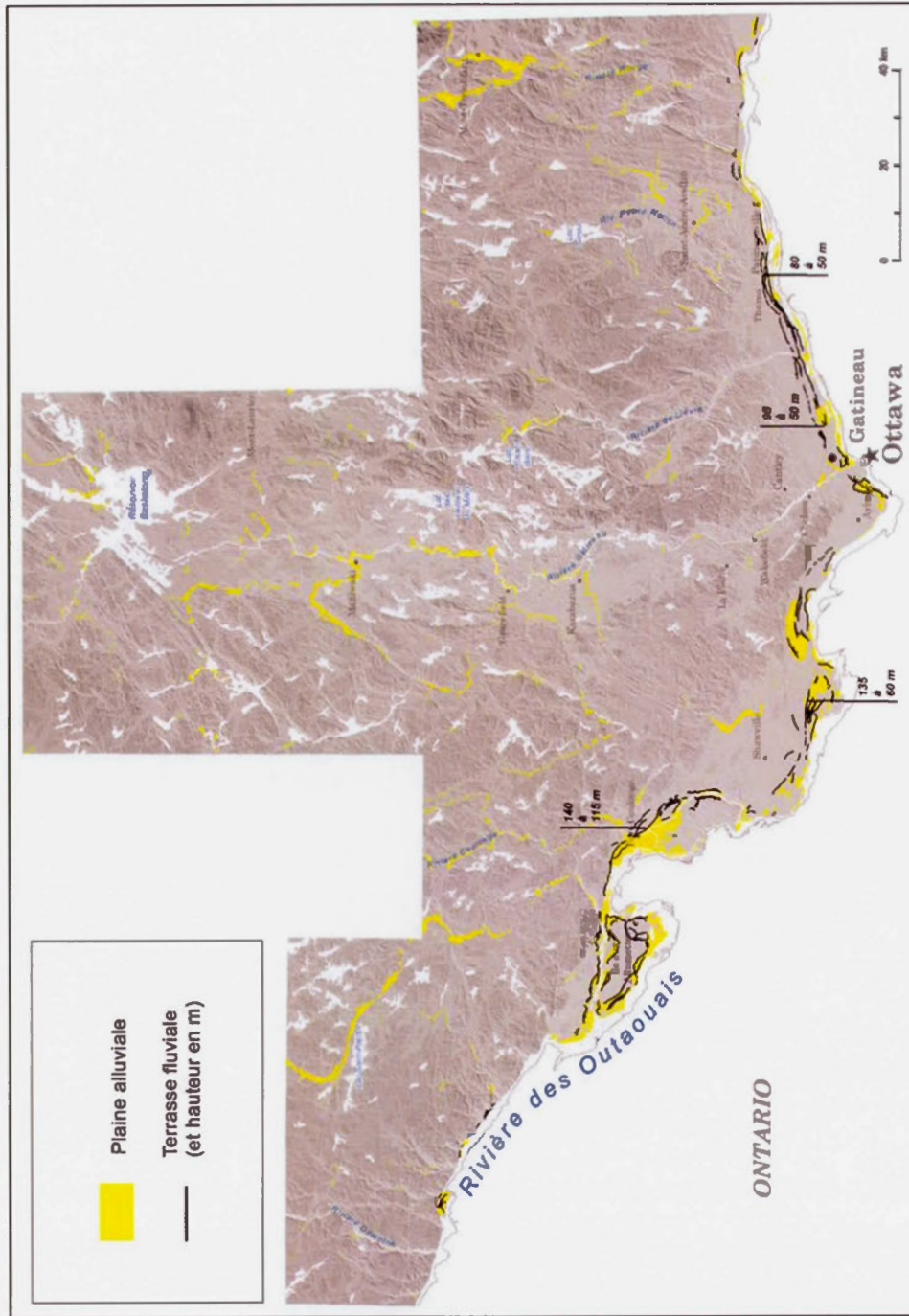


Figure 3.27 : Répartition spatiale des plaines alluviales en Outaouais et des terrasses fluviales situées aux abords de la rivière des Outaouais.



Figure 3.28 : Plaine alluviale bordant la rivière Gatineau entaillée par des chenaux fluviaux (lignes pointillées) (région de Maniwaki, arrêt MD08110064).

3.6 Les formes éoliennes

Les formes éoliennes sont constituées de sables fins à moyens présentant généralement des stratifications obliques planes. Elles se sont développées à partir, ou à proximité, de deltas et de plages pendant la période succédant la déglaciation et précédant l'instauration de la végétation. L'épaisseur maximale mesurée est de 6 m dans une dune parabolique à l'est de Maniwaki (figure 3.29). Les formes éoliennes sont distribuées de façon ponctuelle sur le territoire, toutefois trois secteurs distincts en présente une concentration plus importante: l'île aux Allumettes qui est presque entièrement recouverte de dunes, la région au sud de Gracefield où les formes éoliennes s'étendent sur plus de 60 km² et le réservoir Baskatong qui présentent des dunes qui sont aujourd'hui en majorité submergées. L'orientation des dunes paraboliques suggère que les vents dominants provenaient de l'ONO lors de leur formation.

Un échantillon de sable fin a été prélevé dans une dune parabolique à l'est de Maniwaki (figure 3.29) et analysé en laboratoire afin de dater sa période de formation. L'âge obtenu à l'aide de la méthode IRSL (voir chapitre I, section méthodologie) est de $11,4 \pm 0,8$ ka. La localisation de cette dune est présentée à l'annexe B, tandis que les tableaux de résultats issus des datations IRSL effectués dans le cadre de cette recherche sont présentés en annexe C. Nous abordons plus en détail l'implication de cette date pour la chronologie des événements de la déglaciation dans le chapitre suivant (chapitre IV, section 4.3.8).



Figure 3.29 : Dune parabolique de sables fins dans la région de Maniwaki. La morphologie des dunes dans cette zone, ainsi que la direction de mesures de pendages dans les stratifications obliques planes indiquent que les vents dominants provenaient de l'ouest lors de leur formation (arrêt MD06120067).

CHAPITRE IV

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE L'OUTAOUAIS

Dans ce chapitre nous proposons une paléogéographie des événements quaternaires en Outaouais basée sur la recension des travaux antérieurs, la synthèse des écoulements glaciaires, la caractérisation des formes d'accumulation glaciaire et postglaciaire issue de la cartographie des dépôts meubles, ainsi que sur deux nouvelles datations IRSL effectuées sur des dépôts de la région. Ce chapitre est divisé en trois sections : la dernière glaciation, la déglaciation et la période postglaciaire. Au cœur de cette reconstitution, nous proposons une synthèse des différents écoulements glaciaires, une série de nouvelles positions du front glaciaire lors de la déglaciation, incluant une extension vers l'ouest de la Moraine de Saint-Narcisse, deux modèles de l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain, ainsi que de nouveaux isochrones de la déglaciation pour le sud-ouest du Québec et le sud-est de l'Ontario. Toutes les datations conventionnelles au radiocarbone ou ^{14}C BP ont été converties en dates calendaires (cal.) à partir de la méthodologie de calibration radiocarbone de Fairbanks *et al.* (2005).

4.1 Événements antérieurs à la dernière glaciation

Dans la région de l'Outaouais, aucune coupe stratigraphique n'a révélé des dépôts antérieurs à la dernière glaciation. Il semble que les vestiges des glaciations pré-wisconsiniennes aient été érodés par le passage des glaciers plus récents. Des observations de surface et des forages réalisés dans la région de Pointe-Fortune, située au sud-est de notre territoire à l'étude, ont toutefois dévoilé des sédiments antérieurs à la dernière glaciation (Veillette et Nixon, 1984).

On estime que le mouvement ESE-ONO est le plus ancien puisque seule une dizaine d'affleurements rocheux présentant des stries d'orientation ESE-ONO a été répertoriée et toujours antérieur par rapport aux autres mouvements observés. Caron (2007) avait auparavant identifié un site présentant un mouvement ESE-ONO dans la région de Mont-Laurier. Lamothe (1977) avait également recensé des surfaces striées de cette même orientation au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, mais sans chronologie relative, et les avait associées à une influence de la topographie lors de la déglaciation du secteur. Nous sommes également d'avis que l'affleurement strié vers le 109° - 289° (ESE-ONO) répertorié dans la région de Mont-Tremblant représente un écoulement tardiglaciaire, puisque la position du front glaciaire lors de la déglaciation de ce secteur est parallèle à cet écoulement.

Veillette *et al.* (1999; Veillette, 2004) avaient déjà identifié un écoulement vers le NO au nord de l'Outaouais et de l'Abitibi-Témiscamingue. La question se pose à savoir si le mouvement NO au sud de la Baie James et le mouvement ESE-ONO répertorié en Outaouais peuvent être corrélés ensemble. Ceci laisserait supposer un centre de dispersion des glaces plus au sud au début de la dernière glaciation, ce qui impliquerait la nucléation d'une masse de glace tout juste au nord de la vallée du Saint-Laurent.

4.2 Les écoulements glaciaires lors de la dernière glaciation

La dernière glaciation en Amérique du Nord, la glaciation wisconsinienne, a culminé entre 22 ka BP (26,5 cal. ka) et 18 ka BP (21,3 cal. ka) avec une extension maximale des glaces au Wisconsinien supérieur qui recouvrait presque l'entièreté du Canada et le nord des États-Unis (Dyke et Prest, 1987; Fulton, 1989; Clark *et al.*, 2002; Dyke *et al.*, 2002; Dyke *et al.*, 2003; Dyke, 2004; Clark *et al.*, 2009). Le secteur du dôme du Québec-Labrador, faisant parti de la calotte laurentidienne, recouvrait complètement le Québec d'une épaisseur de glace variant entre 2000 et 3000 m (Dyke *et al.*, 2002).

Dans la région de l'Outaouais, nous avons établi que les microformes d'érosion de direction SO sont antérieures au mouvement dominant vers le S. Aucune forme d'accumulation glaciaire ne reflète ce mouvement vers le SO. Les écoulements plus récents, dont le mouvement vers le S que nous associons au pléniglaciaire, semblent avoir érodé les traces de cet écoulement ancien. Le mouvement SO serait donc antérieur à la période du pléniglaciaire et c'est la raison pour laquelle nous l'associons à la phase d'englaciation du territoire. Il est à noter que ce mouvement ancien est attribué à l'englaciation au sens large, c'est-à-dire à une période précédant le pléniglaciaire, puisqu'aucun indice ne permet de l'attribuer à un stade isotopique marin précis. Certains drumlins rocheux dans la région de Saint-André-Avellin sont bel et bien dans un axe NE-SO, mais nous attribuons cette orientation aux plissements du socle rocheux dans ce secteur. Veillette (1996) a identifié des surfaces striées OSO dans la région de Temagami-Earlton (Ontario), au nord-ouest de l'Outaouais, et les associe également à un épisode glaciaire ancien, comme la dernière avancée des glaces wisconsinienues. Cet écoulement peut être relié à un mouvement glaciaire qui descendait des hautes terres vers le S et bifurquait au SO vers le bassin du lac Ontario (Gadd, 1980; 1987; 1988). Toutefois, nous avons retrouvé des indices de l'écoulement SO non seulement aux abords de la vallée des Outaouais, mais aussi sur les hautes terres, jusqu'au nord de la ville de Maniwaki. Il est également possible que cet écoulement provienne d'un dôme qui se serait développé dans les hautes terres laurentiennes de la région du mont Tremblant. Ce mouvement n'est cependant pas visible dans la partie ouest de l'Outaouais et ces déductions restent hypothétiques dans la mesure où nous ne disposons que d'un nombre limité de données sur celui-ci.

L'écoulement glaciaire dominant en Outaouais est de direction S et SSE. Celui-ci est responsable de la mise en place de plusieurs formes d'accumulation et d'érosion glaciaire tels les drumlins, les traînées morainiques derrière un abri rocheux, les roches moutonnées et la majorité des microformes d'érosion. De par son omniprésence sur le territoire, nous relierions cet écoulement à la période du

pléniglaciaire alors que l'Inlandsis laurentidien atteignait son extension maximale. Dans l'ouest de l'Outaouais, les drumlins, *crag-and-tails* et drumlins rocheux suivent une orientation SSE et davantage SE dans la région de l'île aux Allumettes, ce qui nous porte à croire que l'orientation de la vallée aurait influencé l'écoulement glaciaire. Plusieurs travaux synthèses font état d'un écoulement glaciaire dominant d'orientation général vers le S lors du maximum glaciaire dans le sud-ouest du Québec (Dyke et Prest, 1987; Fulton *et al.*, 1987; Vincent, 1989; Veillette *et al.*, 1999; Dyke *et al.*, 2002). Un écoulement dominant vers le SSE avait déjà été noté dans plusieurs régions avoisinantes l'Outaouais: Mont-Laurier (Caron, 2007), Wakefield (Allard, 1977), Mont-Tremblant (Laverdière et Courtemanche, 1965), Saint-Faustin-Saint-Jovite (Lamothe, 1977), Saint-Michel-des-Saints (Fleury, 2008) et l'ouest de Montréal (Ross *et al.*, 2006). La figure 4.1 présente une synthèse des trois principaux écoulements glaciaires qui ont affecté l'Outaouais pendant la glaciation wisconsinienne.

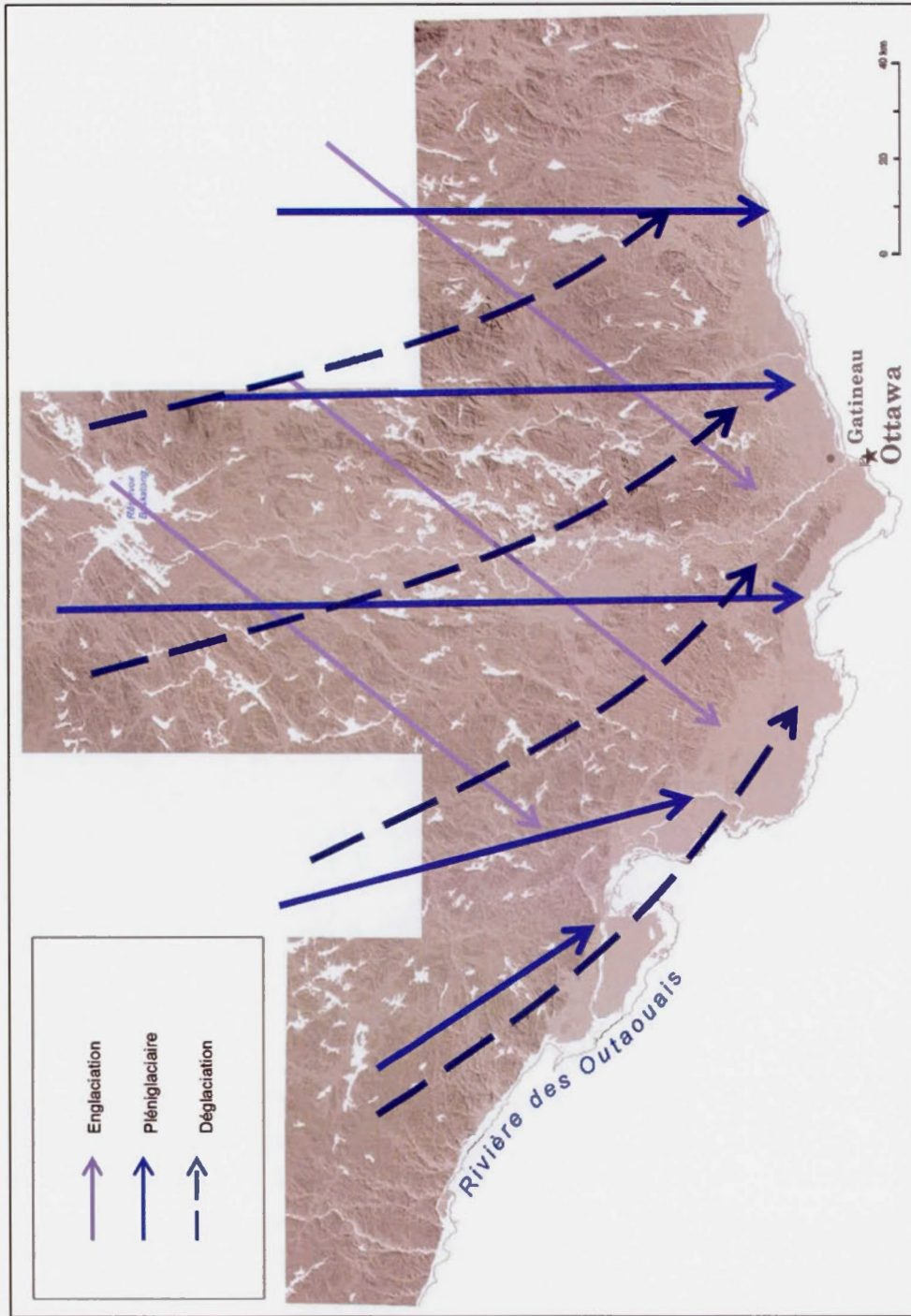


Figure 4.1 : Synthèse des principaux écoulements glaciaires en Outaouais au cours de la glaciation wisconsinienne.

4.3 La déglaciation

La fonte de l'Inlandsis laurentidien est due à un réchauffement mondial majeur qui s'est amorcé après le dernier maximum glaciaire aux environs de 14,2 ka BP (16,6 cal. ka; Dyke, 2004). La glace se retire peu à peu du nord-est des États-Unis et franchit la frontière canado-américaine vers 13 ka BP (15,1 cal. ka; Shilts 1981; Parent *et al.*, 1985; Dyke *et al.*, 2003; Dyke 2004). La période de réchauffement global se poursuit jusqu'à la période du Bølling et la fin de l'Allerød, vers 11 ka BP (12,9 cal. ka; Dansgaard *et al.*, 1993; Occhietti *et al.*, 2011). Cet intervalle est caractérisé par un taux de retrait glaciaire élevé dans les Appalaches (environ 250 m/an ^{14}C) et dans la vallée du Saint-Laurent (environ 200 m/an) avant l'ouverture de la Mer de Champlain (Occhietti et Richard, 2003). La déglaciation au Québec se caractérise par un style thermo-latitudinal qui a été modulé par des déplacements des centres de dispersion et lignes de partage des glaces, ainsi que par des contrôles topographiques de la glace (Occhietti *et al.*, 2011). Dans le sud du Québec, la déglaciation engendre le développement diachronique de lacs proglaciaires endigués entre le glacier et le versant septentrional des Appalaches. Au fur et à mesure que les glaces se retirent et que la croûte terrestre se relève du poids des glaciers, les cols servent d'exutoire et l'altitude des lacs endigués s'abaisse (Parent *et al.*, 1985). La vallée du Saint-Laurent se serait déglacée en moins de 1000 ans ^{14}C (Occhietti et Richard, 2003). Selon les isochrones de déglaciation de Dyke *et al.* (2003), la glace aurait atteint la région d'Ottawa entre 12 ka BP (13,8 cal. ka) et 11,5 ka BP (13,4 cal. ka) et le nord du réservoir Baskatong vers 9,6 ka BP (11 cal. ka).

La déglaciation de l'Inlandsis laurentidien a occasionné un important retour d'eau douce dans les océans. Selon certains auteurs (Fillon et Williams, 1984; Broecker *et al.*, 1988, 1989; Fairbanks, 1989; de Vernal *et al.*, 1996; Barber *et al.*, 1999; Teller, 2004 et 2013), les décharges massives d'eau douce dans le bassin océanique, via entre autres la vallée du Saint-Laurent et la vallée du Mackenzie, auraient pu modifier la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord et déclencher, par leurs interactions

avec la circulation atmosphérique, l'épisode de refroidissement du Dryas récent qui est reflété par la Moraine de Saint-Narcisse dans le sud du Québec.

4.3.1 Les écoulements tardiglaciaires en Outaouais

À partir de la direction des microformes d'érosion et des formes liées à la déglaciation du territoire, nous proposons un schéma des écoulements glaciaires qui ont balayé l'Outaouais en période tardiglaciaire (figure 4.1). Sur les basses terres de la vallée des Outaouais, ainsi que sur les hautes terres de la partie ouest du territoire, la glace s'écoulait selon un axe SE. Sur les hautes terres centrales, l'écoulement était davantage d'orientation S et SSE, étant influencé par la vallée de la Gatineau, tandis que la partie est de l'Outaouais, près de la Moraine de Saint-Narcisse, se déglacait suivant un axe NNO-SSE. La glace mince a été influencée par la topographie en fin de déglaciation, ce qui explique la présence de microformes d'érosion, d'eskers et de moraines mineures orientés selon l'axe de certaines vallées.

Dans leur recherche se situant à l'ouest de Montréal, Ross *et al.* (2006) avancent l'hypothèse d'une convergence des écoulements glaciaires dans les régions Ottawa-Montréal-Adirondack vers le bassin du lac Ontario, qui se serait formé au début de la déglaciation entre 14,4 et 12 ka BP (17 à 13,8 cal. ka). Cet écoulement vers le SO aurait été suivi d'un écoulement vers le S qui aurait précédé l'extension maximale du Lac Candona. Dans la région de l'Outaouais, l'écoulement SO n'est pas associé à la déglaciation puisque les stries ayant cette direction sont toujours recoupées par des écoulements plus récents vers le S et le SSE associés aux périodes pléniglaciaire et tardiglaciaire. Toutefois, le courant glaciaire proposé par Ross *et al.* (2006) vers le bassin du lac Ontario est situé au sud de l'Outaouais et il serait donc possible qu'il se manifeste dans notre région d'étude par les écoulements récents vers le SSE ou le SE.

4.3.2 L'épisode du Lac Candona et la position du front glaciaire pré-Saint-Narcisse I

Parmi les lacs glaciaires qui se sont formés au cours de la déglaciation au sud du Québec, le Lac Candona a vraisemblablement inondé une partie de notre territoire d'étude. Parfois nommé Lac Frontenac (Antevs 1925; Dadswell, 1973), Lac Chambly (LaSalle 1981, 1984), Lac Rideau (Naldrett 1986, 1988a et 1988b), Lac Candona (Parent 1987; Parent et Occhietti 1988), Lac Vermont (Dyke et Prest 1987) ou Lac Saint-Laurent (Rodrigues 1992), ce plan d'eau a été formé par la coalescence de plusieurs lacs glaciaires qui se sont déversés les uns dans les autres à mesure que le glacier libérait les vallées du lac Saint-François, du lac Champlain, du haut Saint-Laurent et des Outaouais (Parent et Occhietti, 1999). Les eaux lacustres de Candona se sont ensuite vidangées dans les eaux salées de la Mer de Champlain lors de l'ouverture de la barrière de glace au sud de Québec, entraînant une baisse rapide du niveau du plan d'eau d'environ 60 m (Parent et Occhietti, 1988; Occhietti *et al.*, 2011). Cette transition Candona-Champlain dans la vallée centrale et supérieure du Saint-Laurent a lieu entre 11,1 ka BP (13 cal. ka; Occhietti et Richard, 2003; Occhietti, 2007; Cronin *et al.*, 2008 et 2012) et 11,6 ka BP (13,5 cal. ka; Dyke, 2004) selon la correction de l'effet réservoir que l'on applique aux âges¹⁴C.

La limite nord du Lac Candona dans les régions de Montréal et d'Ottawa est difficile à définir puisque les dépôts fins pouvant contenir l'ostracode d'eau douce *Candona subtriangulata* ont été recouverts par les dépôts subséquents relatifs à l'immersion de la Mer de Champlain. Selon plusieurs auteurs (Dadswell, 1973; Anderson *et al.*, 1985; Naldrett, 1986, 1988a et 1988b; Parent et Occhietti, 1988 et 1999; Rodrigues, 1992; Ross *et al.*, 2006, Occhietti *et al.*, 2011), le Lac Candona aurait immergé une partie de la haute vallée du Saint-Laurent et des basses terres du lac Ontario et sa limite septentrionale aurait atteint la ville d'Ottawa et la marge sud-est de notre terrain d'étude (figure 4.2, Ross *et al.*, 2006). Occhietti *et al.* (2011) affirment que la limite nord-est du plan lacustre, entre Ottawa et Montréal, aurait atteint une élévation de 230 m. Rodrigues (1992) suggère que plusieurs formes juxtaglaciaires interprétées

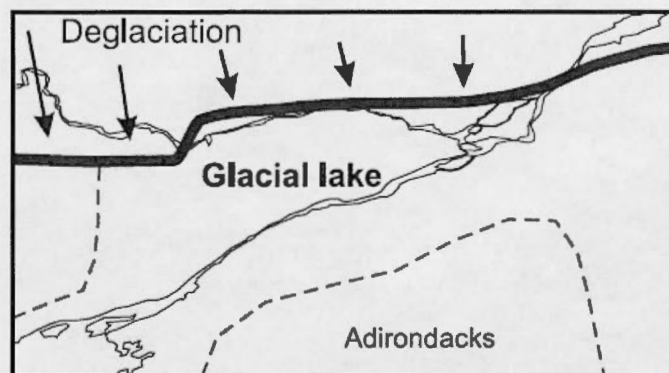


Figure 4.2 : Position de la marge glaciaire et limite septentrionale du Lac Candona dans la région d'Ottawa-Montréal à environ 11,3 ka BP (13,1 cal. ka) selon Ross *et al.* (2006).

comme des épandages proglaciaires glaciomarins dans la région d'Ottawa auraient plutôt été mises en place au contact du Lac Candona.

Dans le cadre de cette présente recherche, aucune analyse fossilifère n'a été effectuée sur les sédiments échantillonnés en Outaouais. Il nous est donc impossible d'associer la période lacustre Candona à certains dépôts meubles observés. Toutefois, deux indices portent à croire que le premier des cinq fronts glaciaires pré-Saint-Narcisse proposés ici pour le sud de l'Outaouais (les quatre autres sont décrits à la section 4.3.3) aurait été mis en place en contact avec le Lac Candona (figure 4.3). Premièrement, l'altitude des trois deltas juxtaglaciaires (entre 235 et 240 m) au sud-est de l'Outaouais est particulièrement élevée en comparaison à ceux à 227 m à l'ouest de ces derniers. Il est possible que le plan d'eau de la Mer de Champlain se soit abaissé d'une douzaine de mètres entre le premier et le deuxième front pré-Saint-Narcisse ou que ces derniers aient été formés dans deux plans d'eau distincts. Deuxièmement, la limite du Lac Candona établi avec ce front prend en compte l'analyse d'un forage à Touraine, situé dans la ville de Gatineau, par Guilbault (1980, dans Naldrett, 1988) qui y a noté la présence de fragments d'ostracodes oligohalins

dans des rythmites recouvrant un diamicton. Rodrigues (1992) reprend cette donnée et ajoute que le forage de Touraine contient des ostracodes *Candona subtriangulata* dans des rythmites situées sous des sédiments marins. La présence de ces ostracodes d'eau douce appuie l'hypothèse que le Lac Candona a recouvert les terres dans la région de Gatineau. Les travaux de Ross et Bolduc (2001) et de Ross *et al.* (2006) suggèrent également que le front glaciaire se trouvait sur la rive nord de la rivière des Outaouais, à l'ouest de Montréal, avant la transition Lac Candona-Mer de Champlain.

Le front glaciaire pré-Saint-Narcisse I que nous proposons relie donc les trois delta-kames au niveau de la rivière Rouge, bifurque vers le SO, parallèlement à la vallée des Outaouais, rejoint les épandages proglaciaires subaquatiques identifiés au nord de Thurso et Papineauville et passe au nord de Touraine (figure 4.3). Cette position du front glaciaire, ainsi que toutes celles proposées dans ce chapitre, est établie selon la répartition spatiale des tronçons morainiques, des deltas juxtaglaciaires, des eskers, des épandages subaquatiques et des stries associées à la déglaciation. Si l'on considère que ce front glaciaire a été en contact avec le Lac Candona, les eaux de ce dernier auraient atteint une élévation d'environ 240 m, soit 10 m de plus que ce que proposent Occhietti *et al.* (2011) pour la région Ottawa-Montréal. Hurtubise (2014) a effectué une étude plus détaillée de la vallée de la Petite Nation où il étudie les données de forage dans ce secteur et corrèle ensemble ces mêmes épandages juxtaglaciaires en proposant un premier front glaciaire semblable au nôtre dans ce secteur.

4.3.3 La déglaciation au sud de la Moraine de Saint-Narcisse et les positions du front glaciaire pré-Saint-Narcisse II à V

Le positionnement des épandages proglaciaires subaquatiques en Outaouais crée en certains secteurs des alignements bien visibles sur le territoire qui se succèdent vers le nord (figure 4.4). Ils sont encore plus évidents entre les rivières Gatineau et du Lièvre où ils se suivent sur une vingtaine de kilomètres en un axe NNO-SSE et matérialisent six positions distinctes du front glaciaire lors de la déglaciation. Ces alignements OSO-ENE ont été pris en compte pour établir les cinq positions des fronts pré-Saint-Narcisse, ainsi que le prolongement de la Moraine de Saint-Narcisse.

La deuxième phase de la déglaciation du sud de l'Outaouais a eu lieu entre 11,1 et 10,9 ka BP (13 à 12,8 cal. ka), soit entre la transition Lac Candona-Mer de Champlain et la formation de la Moraine de Saint-Narcisse. Cette phase est caractérisée par une transgression rapide des eaux en contact avec le front glaciaire et la mise en place de quelques fronts morainiques pré-Saint-Narcisse (Occhietti, 2007). Elle matérialise la transition entre la fin de l'Allerød et le début de la période de refroidissement climatique du Dryas récent (Occhietti, 2007). Le front pré-Saint-Narcisse II relie les delta-kames de même altitude à 227 m situés au sud-ouest de Saint-André-Avellin, ce qui correspond à l'altitude maximale de la Mer de Champlain lorsque la glace était à cette position (figure 4.3). Le niveau de l'eau se serait donc abaissé de 13 m entre la mise en place du premier front morainique possiblement en contact avec le Lac Candona (240 m) et le deuxième front pré-Saint-Narcisse. Les fronts pré-Saint-Narcisse II, III, IV et V auraient donc été formés en contact avec la Mer de Champlain (figure 4.3). Le front pré-Saint-Narcisse III corréle ensemble la troisième position des alignements d'épandages proglaciaires subaquatiques et suit l'orientation des tronçons morainiques, des eskers et des stries.

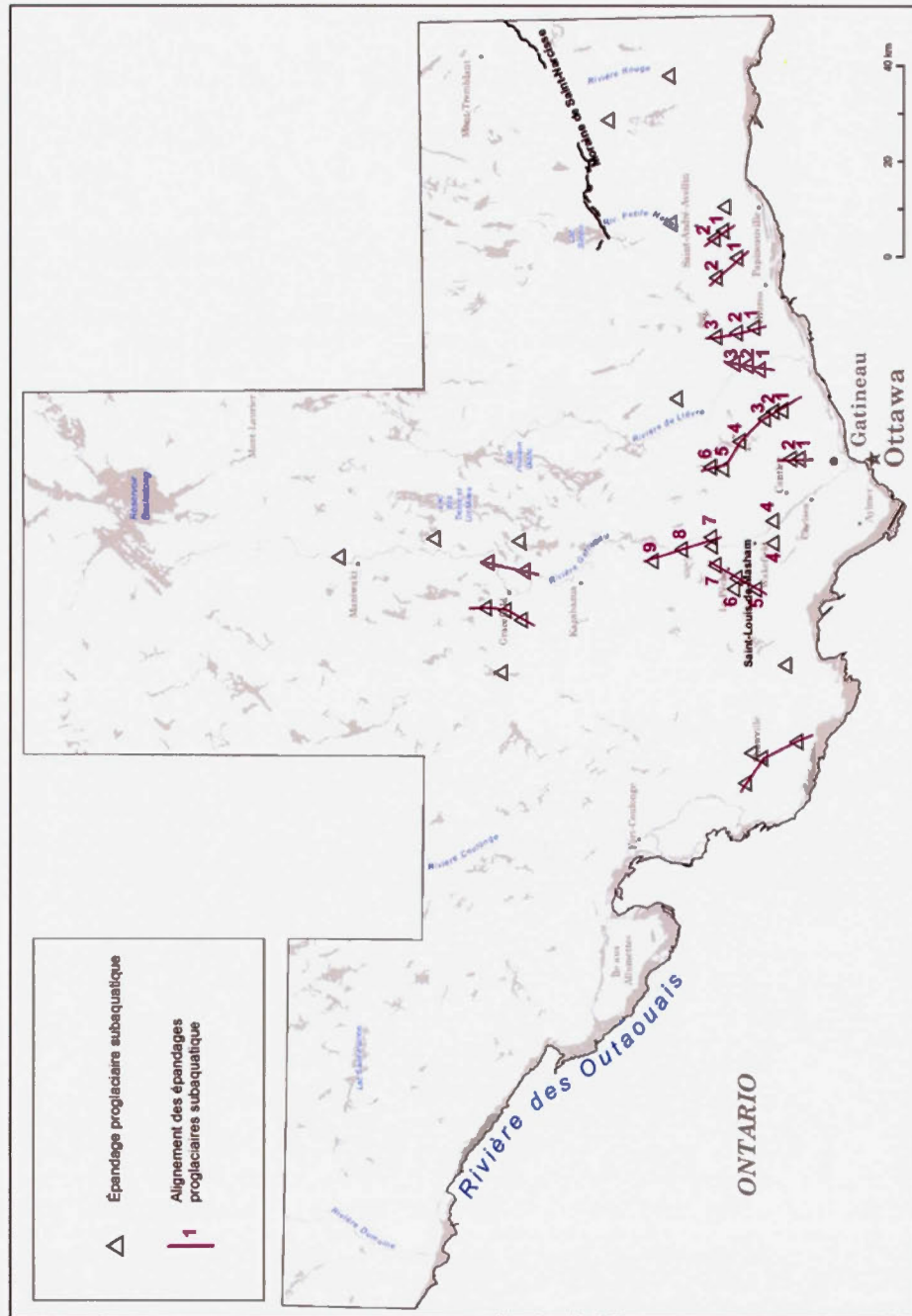


Figure 4.4 : Répartition spatiale des épandages proglaciaires subaquatiques et les alignements régionaux de certains d'entre eux qui matérialisent des arrêts ponctuels de la marge glaciaire lors de la déglaciation. Les chiffres correspondent aux fronts décrits dans le texte (Pré-Saint-Narcisse : 1 à 5; Saint-Narcisse : 6) et à des fronts subséquents.

Le prolongement des trois premiers fronts est plus difficile à définir dans les régions de Gatineau et d'Aylmer où les indices sont manquants. Les stries à Aylmer nous indiquent cependant un écoulement glaciaire vers le SE qui suit l'orientation du graben. La position pré-Saint-Narcisse IV suit une orientation semblable aux précédentes : ENE-OSO. Elle relie deux épandages subaquatiques côte à côte en amont de Cantley qui initie un front de direction davantage E-O sur les basses terres de la vallée de la Gatineau. La position du front glaciaire pré-Saint-Narcisse V est parallèle à la dernière, suit un axe ENE-OSO, puis se redresse en une orientation davantage E-O au niveau de la vallée de la Gatineau pour finalement plonger vers le SO dans la vallée des Outaouais, suggérant ainsi la présence d'un lobe de glace qui aurait retardé la déglaciation sur les basses terres. En conclusion, les cinq positions morainiques pré-Saint-Narcisse sont généralement parallèles les unes aux autres, jalonnées par plusieurs alignements d'épandages proglaciaires subaquatiques qui indiquent des pauses, et suggèrent une déglaciation vers le NNO avec un retrait des glaces plus lent dans la vallée des Outaouais.

4.3.4 La Moraine de Saint-Narcisse et son prolongement avec le front de Saint-Louis-de-Masham

La Moraine de Saint-Narcisse représente un front morainique discontinu d'une longueur d'environ 750 km entre le Saguenay et l'Outaouais. Son tracé a déjà fait l'objet de corrélation avec des fronts morainiques plus à l'ouest, dans la vallée des Outaouais (Barnett, 1988) et dans le massif Algonquin (Daigneault et Occhietti, 2006). Ce complexe morainique a été édifié lors de la période de refroidissement climatique mondiale du Dryas récent (ou Dryas III) vers 10,9 ou 10,0 ka BP (12,8 à 11,4 cal. ka; Dyke, 2004; Occhietti, 2007). La Moraine de Saint-Narcisse s'est formée entre 10,8 et 10,4 ka BP (12,8 et 12,3 cal. ka; Occhietti, 2007; 10,5 ka BP selon Dyke, 2004) et est attribuée à plusieurs réavancées locales non synchrones. En Outaouais, les deux tronçons de la Moraine de Saint-Narcisse sont situés entre le lac Simon et Saint-Faustin-Lac-Carré (Lamothe, 1977; Richard, 1984b et 1991;

Daigneault *et al.*, 2012; Roy *et al.*, 2013). À cette période, la Mer de Champlain a été en contact avec le front glaciaire dans certaines vallées lors de son édification. Plusieurs indices démontrent qu'il y aurait eu une réavancée locale de ce front au sud du lac Simon. Hurtubise (2014), par l'étude de données de forages, a observé des argiles recouvertes par des dépôts proglaciaires associés à la Moraine de Saint-Narcisse dans ce secteur. Ces épandages proglaciaires subaériens au sud du lac Simon sont à une altitude maximale d'environ 220 m, tandis les deltas glaciomarins y sont plus élevés et atteignent 235 m. Ceci peut être attribuable à une réavancée de la glace et à la mise en place de la plaine d'épandage au front glaciaire. L'abaissement du plan d'eau de 15 m dû au relèvement isostatique explique la présence de cette plaine d'épandage à une altitude inférieure à celle du delta glaciomarin formé antérieurement (Hurtubise, 2014). Cet épisode, qui comprend le retrait puis la réavancée de la glace au sud du lac Simon, a été établi entre 100 et 300 ans selon Hurtubise (2014), par rapport aux calculs de remontée glacio-isostatique de 45 à 120 mm/an proposés par Hillaire-Marcel (1974) pour la région de Montréal. À partir des données recueillies sur le terrain et la succession des corps fluvioglaciaires, nous proposons une extension du front morainique Saint-Narcisse vers l'OSO, jusqu'à la position du front glaciaire de Saint-Louis-de-Masham (figure 4.5). Ce dernier est caractérisé par un alignement d'épandages proglaciaires subaquatiques qui matérialisent un arrêt important de la marge glaciaire lors de son retrait. Au niveau de Saint-Louis-de-Masham, le front glaciaire se redresse dans un axe E-O, suivant le même profil que les fronts pré-Saint-Narcisse. On suggère qu'il bifurque ensuite vers le SO; dans la vallée des Outaouais, pour rejoindre les fronts morainiques de la région de Shawville et se prolonger en Ontario avec les positions morainiques du lobe A (Barnet, 1988) et Algonquin I (Daigneault et Occhietti, 2006; figure 4.7). Outre les moraines mineures et les delta-kames, le front Saint-Narcisse-Saint-Louis-de-Masham corréle ensemble des épandages subaquatiques issus de plusieurs

alignements (figure 4.4) : un premier entre les vallées de la Gatineau et du Lièvre, qui caractérisent une déglaciation vers le NNO, un second dans la vallée de la Gatineau qui suit l'axe de celle-ci et représente une déglaciation vers le N et un dernier dans la région de Shawville qui indique un retrait des glaces vers le NO.

La corrélation entre la Moraine de Saint-Narcisse et la position de Saint-Louis-de-Masham diverge de plusieurs modèles proposés antérieurement (Dadswell, 1974; Robert, 2001; Simard *et al.*, 2003; Daigneault et Occhietti, 2006; Occhietti, 2001; 2007). Nous reviendrons plus loin dans ce chapitre sur les positions de la marge glaciaire proposées par d'autres auteurs en Outaouais.

4.3.5 La déglaciation au nord de la Moraine de Saint-Narcisse

4.3.5.1 Dans la vallée des Outaouais

Suite au recul des glaces au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, un lobe s'est formé dans la vallée des Outaouais, suivant l'orientation SE du graben Ottawa-Bonnechère. Les différentes positions du front glaciaire au nord de la Moraine de Saint-Narcisse et leur corrélation avec les lobes B à E de Barnett (1988) dans la vallée des Outaouais sont illustrées à la figure 4.6. Les moraines arquées identifiées par cet auteur indiquent qu'une glace active se trouvait dans la vallée des Outaouais au même moment que les terres avoisinantes à l'ouest, à l'est et au sud étaient libres de glace. Les moraines et les eskers présents dans les secteurs de Shawville et de l'île aux Allumettes appuient l'hypothèse d'un lobe glaciaire dans la vallée des Outaouais. Ce lobe est particulièrement arqué au niveau de l'île aux Allumettes. Nous ne sommes toutefois pas en mesure d'appuyer l'hypothèse de tracé du front glaciaire D de Barnett (1988) en Ontario qui préconise une marge glaciaire très arquée entre Fort-Coulonge et l'île aux Allumettes (figure 4.6). Les formes juxtaglaciaires que nous avons identifiées dans la région de Fort-Coulonge présentent la même orientation que la section très arquée du lobe D, mais nous les interprétons comme étant des eskers

plutôt que des moraines, telles que suggérées par Barnett (1988). Cette interprétation s'intègre mieux au patron du retrait glaciaire régional documenté dans cette étude. Ces eskers ont en effet la même orientation que les stries associées à la déglaciation et on estime que la marge glaciaire devait être alors perpendiculaire à celles-ci. Lorsque la glace libère la région de l'île aux Allumettes vers le NO, la marge glaciaire est au niveau de Maniwaki dans la vallée de la Gatineau. Le lobe des Outaouais s'efface peu à peu à mesure que la glace se retire de la vallée et atteint la région de la rivière Dumoine. La position des moraines dans ce secteur laisse supposer que le front glaciaire y présentait une orientation presque E-O et que la vallée des Outaouais était alors libre de glace, du moins la portion couverte sur le territoire à l'étude.

4.3.5.2 Sur le Bouclier canadien

On estime, pareillement à Vincent (1989) et Occhietti *et al.* (2004), que les plus hauts sommets se sont déglacés en premier, comme dans la région du mont Tremblant où les moraines arquées à flanc de pente témoignent d'une déglaciation des sommets précédant celle des terres avoisinantes. Plus la masse glaciaire s'est amincie et plus l'influence de la topographie sur celle-ci est devenue importante. Dans les vallées, de grands corridors de dépôts fluvioglaciaires se sont mis en place. Ils sont caractérisés par la présence d'eskers plus ou moins continus, de moraines mineures et de kettles. Des lacs proglaciaires se sont également formés dans les dépressions du Bouclier canadien; leur origine est souvent liée à l'enfoncement glacio-isostatique de la croûte terrestre qui a favorisé la rétention de plans d'eau temporaires.

La Mer de Champlain a été en contact avec le front glaciaire dans certaines vallées pendant toute la transgression des eaux, période qui a lieu à partir de 10,4 ka BP (12,3 cal. ka; Occhietti, 2007) et que l'on associe au retrait des glaces de la position Saint-Narcisse jusqu'à l'extension maximale du plan d'eau. Cet environnement glaciomarin a permis la mise en place de deltas et d'épandages proglaciaires subaquatiques. Ces derniers s'observent en nombre dans les régions de Gracefield et

de Maniwaki et leur alignement suggère un front glaciaire E-O. Le peu de données répertoriées dans la zone entre le lac Simon et Mont-Laurier ne nous permet pas de proposer des positions de la marge glaciaire pour ce secteur (figure 4.6). Seule l'orientation des eskers et des stries tardiglaciaires permet d'extrapoler les positions du front glaciaire entre des tronçons morainiques discontinus mais parallèles (ENE-OSO). C'est le cas également dans le secteur ouest de l'Outaouais, où très peu de tronçons morainiques sont visibles dans la région de la rivière Coulonge; la direction des eskers et des stries nous indiquent que la glace y a poursuivi son retrait vers le NO.

Au sud du Baskatong, nous corrélons une série de tronçons morainiques avec un autre groupe de moraines parallèles de même orientation localisées au nord du lac Saint-Patrice, qui matérialisent plusieurs pauses lors de la déglaciation. Lorsque la glace a atteint les basses terres du Baskatong, une baie de vêlage s'est formée dans la Mer de Champlain et y a accéléré le retrait. Le front glaciaire a formé un lobe concave au nord du Baskatong et s'est retiré de façon radiale autour des basses terres (figure 4.6). Des deltas juxtaglaciaires se sont édifiés dans ce secteur à 260 et 263 m d'altitude, ce qui représente la plus haute élévation que la Mer de Champlain a atteinte sur notre territoire d'étude. La faible distance entre les moraines dans la région du lac Saint-Patrice indique une déglaciation plus lente qu'au niveau du réservoir Baskatong. Lorsque le front glaciaire a libéré le nord du Baskatong, il était situé au nord du lac Saint-Patrice à la même période et continuait son retrait vers le NNO (figure 4.6).

La Moraine Mars-Batiscan matérialise la fin de l'épisode du Dryas Récent vers 10 ka BP (11,4 cal. ka) (Dyke, 2004). Son tracé a été identifié au Québec entre Charlevoix et la Mauricie (Bolduc, 1995; Govare, 1995; Robert, 2001). Quelques auteurs (Robert, 2001; Simard, 2003; Simard *et al.*, 2003; Occhietti, 2007) corrélaient la Moraine Mars-Batiscan avec la Ceinture morainique de Cartier I en Ontario et font passer son tracé sur la rive sud du réservoir Baskatong, suivant un axe général E-O. Dyke *et al.* (2003) placent également l'isochrone de la déglaciation de 10 ka BP

(11,4 cal. ka) au sud du Baskatong et Veillette (1994; 1996) le fait passer à l'ouest du lac Saint-Patrice (figure 4.7). Selon nos données, seules les séries de tronçons morainiques identifiées au sud du Baskatong et au nord du lac Saint-Patrice marquent une période de stabilisation du front suivant un tracé NE-SO qui pourrait être associée à la Moraine Mars-Batiscan. Nous ne possédons toutefois aucune datation sur ces moraines pour valider leur association avec la fin de cette chronozone du Dryas récent.

La figure 4.7 présente notre synthèse des positions successives du front glaciaire lors de la déglaciation ainsi que les fronts glaciaires suggérés par différents auteurs pour le sud-ouest du Québec et le sud-est de l'Ontario. Les aspects qui différencient notre modèle de ceux proposés antérieurement sont : l'orientation générale des fronts glaciaire ENE-OSO sur l'ensemble de la région; la distinction de cinq positions morainiques pré-Saint-Narcisse; la corrélation de la Moraine de Saint-Narcisse avec la position de Saint-Louis-de-Masham, puis son prolongement avec le front A dans la vallée des Outaouais (Barnett, 1988) et Algonquin I en Ontario (Daigneault et Occhietti, 2006). Dans la section 4.3.8 de ce présent chapitre, nous abordons la datation des événements liés à la déglaciation de l'Outaouais et des régions avoisinantes et proposons de nouveaux isochrones du retrait glaciaire.

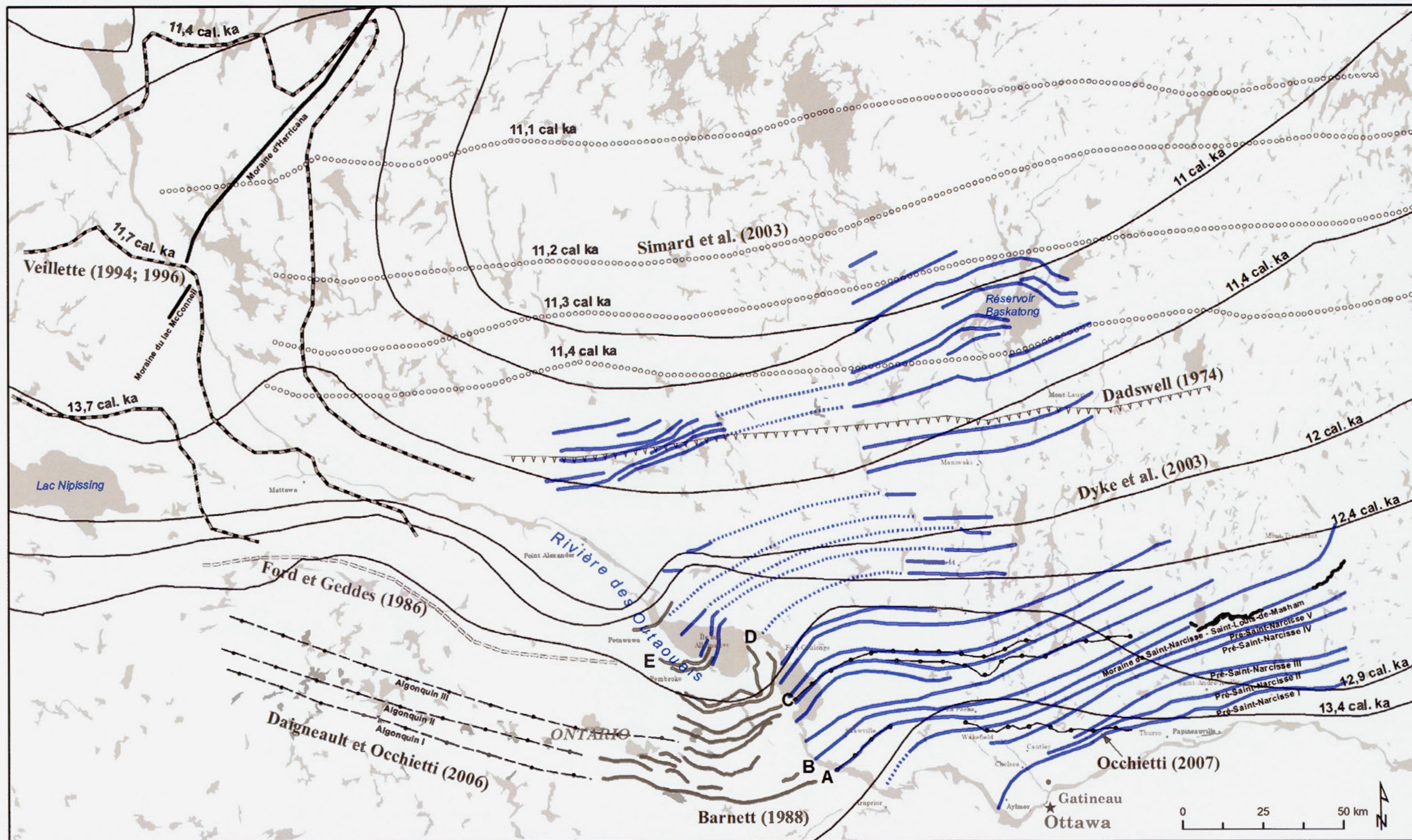


Figure 4.7 : Synthèse régionale des positions proposées du front glaciaire lors de la déglaciation en Outaouais (en bleu) et celles suggérées par plusieurs auteurs dans les régions périphériques.

4.3.6 Extension maximale de la Mer de Champlain en Outaouais : modélisations et taux de gauchissement

La limite maximale atteinte par la Mer de Champlain varie sur l'ensemble du territoire. De telles variations s'expliquent par le fait qu'elles traduisent des événements diachroniques qui ont été influencés par la remontée isostatique du territoire, elle-même modulée par le rythme et le patron du retrait des glaces lors de la déglaciation. L'extension de ce plan d'eau est responsable de la mise en place de la majorité des formes et dépôts que l'on trouve dans les grandes vallées nord-sud et dans la vallée des Outaouais : des dépôts fins d'eau profonde qui remplissent les dépressions, des deltas glaciomarins aux limites de la mer, des deltas juxtaglaciaires mis en place en contact avec le front glaciaire aux altitudes maximales du plan d'eau, des épandages proglaciaires subaquatiques, ainsi que des plages et des cordons littoraux. Les formes répertoriées et associées à la phase maximale de la Mer de Champlain en Outaouais sont peu nombreuses et portent à croire que cet épisode a été de courte durée.

On doit ici employer la terminologie « glaciomarine » dans son sens large puisque les eaux de la Mer de Champlain ne présentent pas la même salinité partout. Les bioindicateurs de Dadswell (1974) indiquent un plan d'eau saumâtre ou non salée dans la haute vallée de la Gatineau qui serait en contact avec la Mer de Champlain dans la vallée des Outaouais. Le terme paramarin est donc plus approprié pour désigner l'apport important des eaux de fonte et la faible salinité de la partie amont du bassin (Dadswell 1974; Romanelli, 1976; Vincent 1989; Parent et Occhietti 1988). Les conditions qui prévalaient dans la haute vallée de la Gatineau s'apparentaient davantage à un plan d'eau glaciolacustre qu'à un bassin glaciomarin ouvert, comme celui de la Mer de Champlain dans les basses terres du Saint-Laurent. Les rythmites silto-argileuses identifiées à Maniwaki, aux abords de la rivière Gatineau, appuie cette hypothèse d'un bassin calme et propice à la décantation des particules fines.

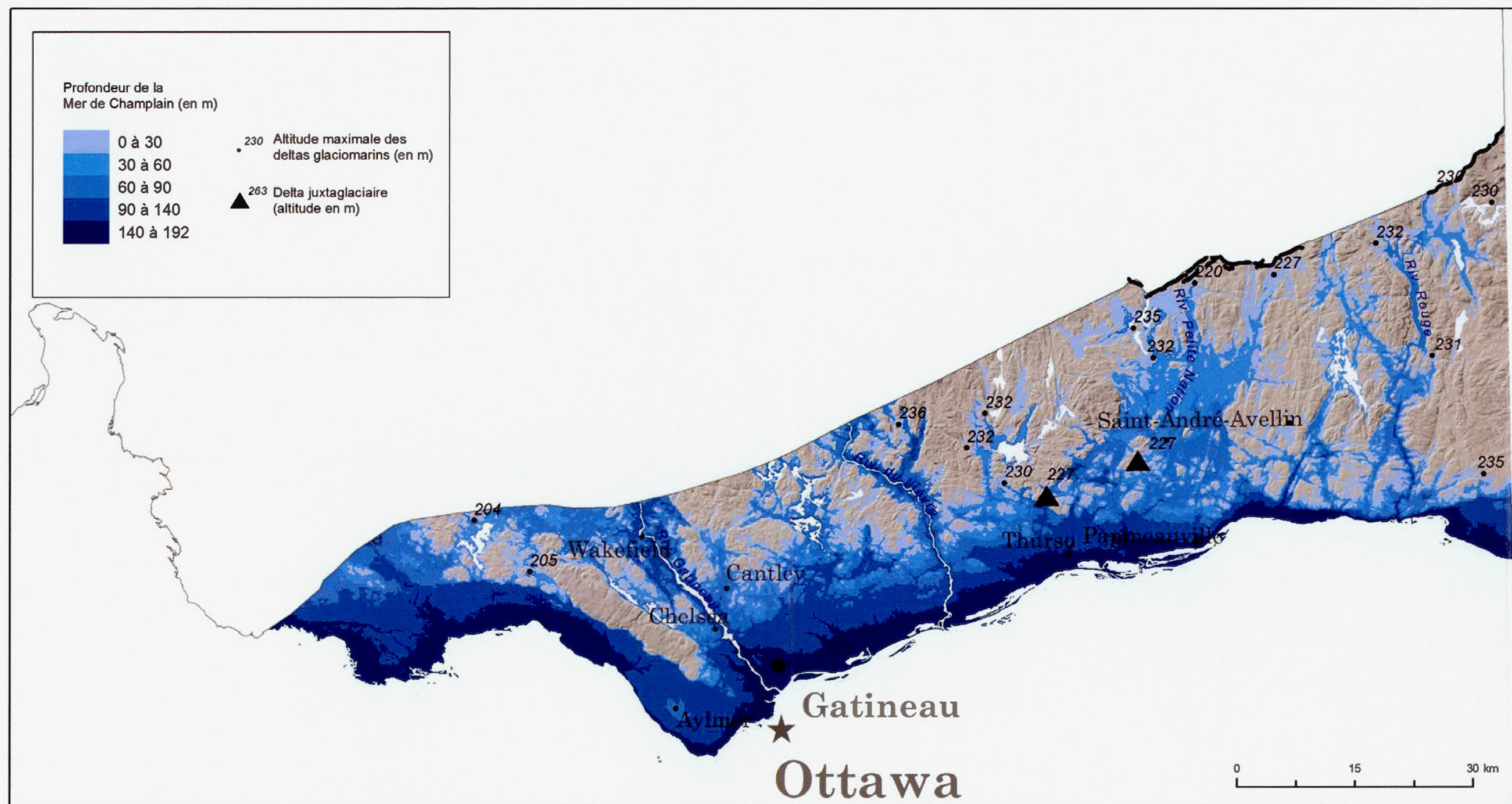


Figure 4.8 : Modèle de l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain à une altitude maximale de 235 m lorsque le front glaciaire se trouve au niveau de la Moraine de Saint-Narcisse. Cette extension marine reflète la période suivant la transition Candona-Champlain vers 11,1 ka BP (13 cal. ka) et précédant la pause de Saint-Narcisse vers 10,8 ka BP (12,8 cal. ka).

La compilation des données d'altitude recueillies et le calcul du gauchissement glacio-isostatique du territoire nous permettent de proposer deux modèles régionaux de l'extension de la Mer de Champlain. Le premier modèle (figure 4.8) prend en compte les altitudes maximales au sud de la Moraine de Saint-Narcisse, avant la pause du Dryas Récent, tandis que le second (figure 4.9) est bâti selon les données d'altitudes maximales au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, jusqu'à la limite septentrionale du territoire à l'étude. Il est nécessaire de réaliser deux modèles de l'extension marine puisque le relèvement de la croûte continentale pendant la pause de Saint-Narcisse s'est traduit par l'abaissement du niveau de la Mer de Champlain. Ainsi, la Mer a envahi la région du lac Simon à 235 m d'altitude, puis la marge glaciaire a avancé de nouveau jusqu'au sud du lac Simon et la Moraine de Saint-Narcisse s'est édifiée à cet emplacement (Hurtubise, 2014). La déglaciation a ensuite repris vers le NNO avec un plan d'eau abaissé d'une quinzaine de mètres (voir section 4.3.4). Ces modèles prennent en compte les altitudes maximales des deltas glaciomarins et des delta-kames de la Mer de Champlain. Les plages et des cordons littoraux n'ont pas été retenus puisque leur élévation est en général plus basse que celle des deltas glaciomarins maximaux et se sont probablement formés pendant la phase régressive des eaux.

Le premier modèle de l'extension marine diachronique (figure 4.8) a été construit selon les altitudes de la Mer de Champlain à 227 m au niveau du front pré-Saint-Narcisse II et à 235 m au niveau de la Moraine de Saint-Narcisse, soit deux limites qui englobent la transition Candona-Champlain vers 11,1 ka BP (13 cal. ka) et le début du Dryas récent vers 10,8 ka BP (12,8 cal. ka). On remarque dans les vallées de la Petite Nation et de la Rouge que la Mer de Champlain était peu profonde (moins de 30 m) lorsqu'elle était en contact avec le front glaciaire. Ce contact est plus continu dans les vallées Gatineau et des Outaouais où on y note le début d'une lobation du front glaciaire dans la vallée principale.

Le deuxième modèle de l'extension maximale diachronique de la Mer de Champlain en Outaouais (figure 4.9) a été bâti selon l'altitude de la Mer lorsque le front a quitté la position de Saint-Narcisse (220 m), jusqu'au nord du territoire à l'étude (263 m). Pendant sa phase maximale, la Mer de Champlain a envahi les bassins des rivières Rouge, Petite Nation, du Lièvre, Gatineau, Coulonge et Dumoine, tous isostatiquement déprimés par le poids des glaces, et a finalement atteint son extension maximale au-delà des régions de Mont-Tremblant à l'est (235 m), des basses terres du Baskatong au nord (263 m) et de la haute vallée des Outaouais à l'ouest (225 m). La superficie totale de la Mer de Champlain en Outaouais a été d'environ 18 600 km². Cependant, ce plan d'eau a vraisemblablement inondé le nord du Baskatong, au-delà du territoire à l'étude, ce qui lui conférerait une superficie plus importante encore. Alors qu'elle n'avait pas encore atteint sa limite septentrionale, la Mer de Champlain entamait déjà sa régression au sud du territoire.

En considérant les altitudes maximales atteintes par la Mer dans les différents secteurs, nous estimons un enfoncement glacio-isostatique d'environ 0,4 m/km selon un axe NO-SE pour le territoire au sud de la Moraine de Saint-Narcisse et d'environ 0,35 m/km en direction du NNO pour le territoire au nord de celle-ci (figure 4.10). Le taux de gauchissement moyen pour l'Outaouais est donc arrondi à 0,4 m/km vers le NNO. Ce résultat est semblable aux taux de Vincent (1989; 0,4 m/km) pour la vallée de la Gatineau et de Fulton et Richard (1987; 0,5 m/km) pour l'Outaouais, mais plus bas que ceux estimés dans les régions avoisinantes : 0,9 m/km au Témiscamingue (Veillette, 1983) et 0,9 m/km à Saint-Michel-des-Saints (Fleury, 2008).

À l'est de l'Outaouais, la Mer de Champlain a envahi la vallée de la rivière Rouge jusqu'à la région de Mont-Tremblant, et même au-delà, si on se fie au modèle de l'extension marine (figure 4.9). On y remarque que la Mer a pénétré dans ce secteur par l'étroite vallée au nord d'Huberdeau, juste à l'ouest du tronçon de Saint-Narcisse.

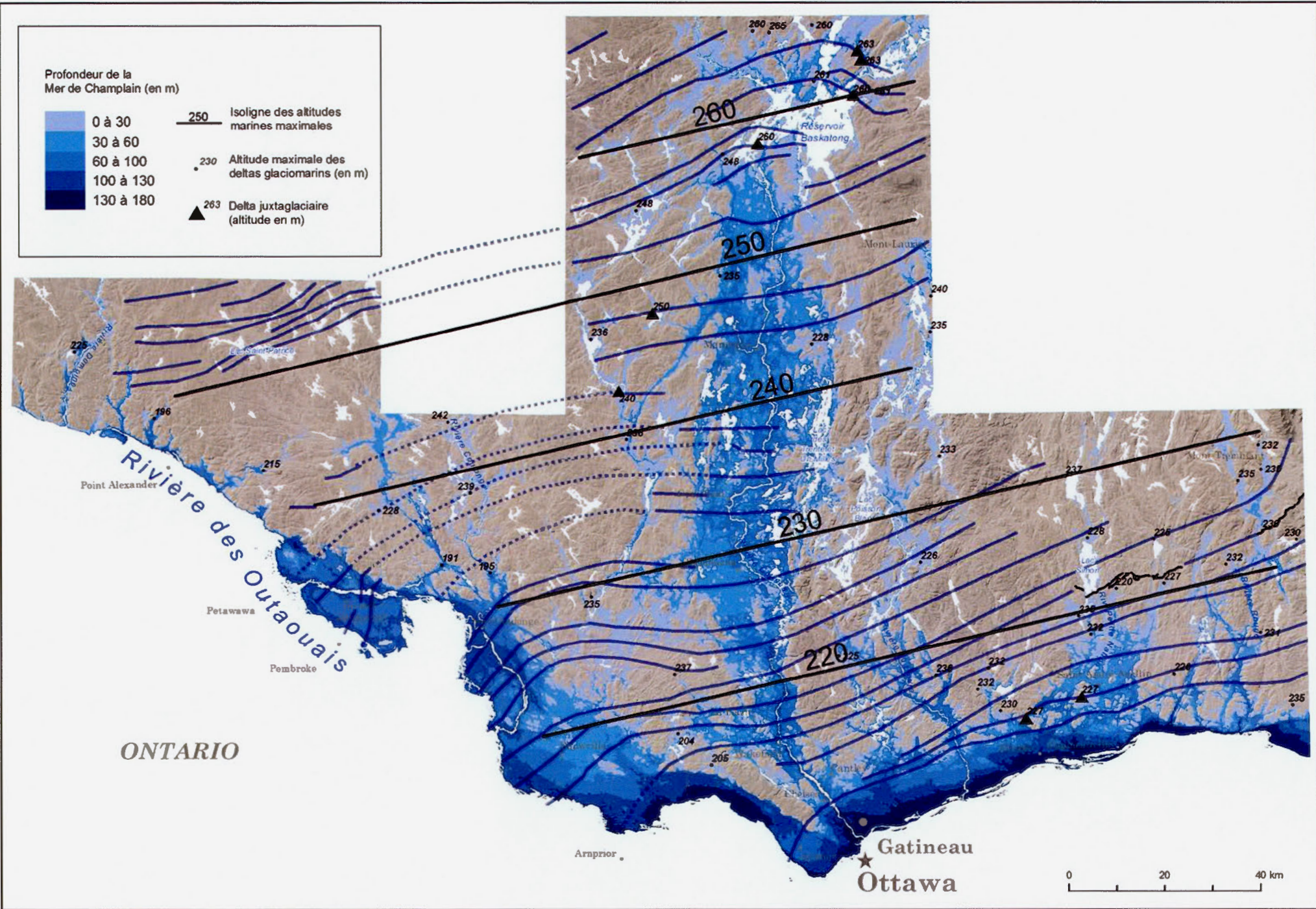


Figure 4.10 : Isobases des altitudes maximales en Outaouais indiquant un taux de gauchissement glacio-isostatique moyen de 0,4 m/km vers le NNO. Les isobases ont été établies à partir des altitudes maximales de la Mer de Champlain au nord de la Moraine de Saint-Narcisse. Les lignes bleues représentent les positions du front glaciaire proposées.

Le glacier reculant à contre-pente dans ce secteur, les eaux de fonte ont formé des lacs proglaciaires endigués entre le front glaciaire et les hautes terres; ces lacs se drainaient ensuite par la vallée de la Rouge (Lamothe, 1977). Les deltas glaciolacustres identifiés à 345 m au front de la Moraine de Saint-Narcisse, puis à 300 m, témoignent de cet épisode (voir chapitre III). Parallèlement à celui-ci, la Mer de Champlain a envahi la haute vallée de la Rouge, au nord de la Moraine de Saint-Narcisse jusqu'à des altitudes de 235 m. Des questions restent encore en suspens dans ce secteur, comme la présence d'un important faciès sableux à 255 m au sud de Mont-Tremblant (Brébeuf) dans la vallée de la rivière Rouge. Son altitude particulièrement élevée indique que ces dépôts ne se seraient pas formés dans la Mer de Champlain et qu'il est possible que la glace ait tout simplement formé un lobe dans la vallée de la Rouge, occasionnant la formation de petits plans d'eau proglaciaires éphémères endigués entre les flancs des hautes terres et le glacier.

À l'ouest de l'Outaouais, l'extension maximale de la Mer de Champlain dans la vallée des Outaouais n'a pas été clairement définie dans les recherches précédentes. Selon Barnett (1988), le plan d'eau aurait atteint la région de Petawawa, d'où la présence de grands deltas glaciomarins, et même au-delà jusqu'à Point Alexander. Selon Vincent (1989), sa limite se situe à 192 m à l'extrémité ouest. Dans le cadre de cette recherche, nous avons identifié des deltas en amont de Point Alexander, jusqu'à 225 m d'altitude dans la vallée de la rivière Dumoine qui se trouve à la limite ouest de notre territoire d'étude. Nous croyons que ces deltas se sont bel et bien formés dans le bassin de la Mer de Champlain puisque la vallée Dumoine est ouverte sur la vallée des Outaouais au sud et que le front glaciaire y suit un axe presque E-O, ce qui rend improbable la formation d'un plan d'eau indépendant de la Mer dans cette vallée. Certains secteurs, comme celui de la haute vallée de la rivière Dumoine, semblent, sur le modèle de l'extension marine, avoir été envoyés à des altitudes beaucoup plus élevées que les formes et dépôts répertoriés sur le terrain. L'absence

d'indice terrain lié à cette immersion vient appuyer l'hypothèse que l'extension maximale de la Mer de Champlain représente un événement de courte durée.

Il est intéressant de constater, sur la figure 4.10, la relation entre la morphologie des fronts glaciaires et les zones ennoyées par la Mer de Champlain. Les zones des hautes terres qui n'ont pas été affectées par la mer se sont déglacées plus rapidement que les zones en contrebas, comme les vallées des Outaouais et de la Gatineau. Cette relation s'observe entre les régions de Fort-Coulonge et de Kazabazua. Les positions du front glaciaire y sont concaves sur les terres non ennoyées et convexes dans les vallées, formant le lobe bien visible des Outaouais, ainsi qu'un plus petit lobe dans la vallée de la Gatineau, y matérialisant un léger retard dans la déglaciation. Cette légère lobation dans la vallée de la Gatineau se résorbe plus au nord, jusqu'à la formation du processus inverse, c'est-à-dire au développement de la baie de vélage au niveau du Baskatong.

La régression complète des eaux salées du bassin de la Mer de Champlain et la transition diachronique aux eaux douces du lac à Lampsilis a eu lieu vers à 9500 BP (10,8 cal. ka) dans la vallée du Saint-Laurent (Lamarche, 2006). Les conditions d'eau salée qui prévalaient dans l'ouest du bassin de la Mer de Champlain ont donc subsisté sur une période de moins de 2000 ans cal. Une période de 200 ans cal. s'est échelonnée entre l'extension maximale de la Mer de Champlain au Baskatong, vers 11 cal. ka selon les isochrones du retrait glaciaire de Dyke *et al.* (2003), et le passage des eaux salées aux eaux douces de Lampsilis dans la vallée du Saint-Laurent. Ce court laps de temps indique que les eaux de la Mer de Champlain dans la vallée des Outaouais ne contenaient déjà plus de sel au moment où le bassin paramarin envahissait les basses terres du Baskatong et que sa tranche d'eau avait baissé considérablement. L'eau salée n'aurait donc jamais atteint la haute vallée de la Gatineau.

4.3.7 Épisode glaciolacustre dans la vallée de la rivière du Lièvre

Pendant la phase de régression du bassin paramarin, la Mer de Champlain semble avoir pris de l'expansion sur certains territoires déprimés de façon très rapide et temporaire, comme dans la vallée supérieure de la rivière du Lièvre. Sur le modèle de l'extension maximale de la Mer de Champlain (figure 4.9), on remarque que cette vallée a été ennoyée jusqu'à Mont-Laurier par une tranche d'eau marine peu épaisse (généralement moins de 30 m). Le taux d'enfoncement de la lithosphère a vraisemblablement été suffisant pour laisser pénétrer le plan d'eau paramarin par-delà les hautes terres situées entre le lac Poisson Blanc et le lac des Îles (figure 4.11). En amont de cette zone, on retrouve des deltas à des altitudes maximales de 235 m au sud du lac des Îles et à 240 m à l'est de celui-ci, des cordons littoraux à 230 m au sud du lac des Îles et à 245 m au nord de celui-ci, ainsi que des rythmites silto-argileuses à 229 m d'altitude au nord du lac des Îles (voir chapitre III). Ces différentes élévations témoignent soit de l'abaissement d'un plan d'eau en deux phases distinctes, l'une à au moins 245 m et l'autre à environ 230 m d'altitude, soit de deux plans d'eau différents qui auraient ennoyé la vallée.

Caron (2007) a relevé des littoraux particulièrement élevés (255 m) au nord de Mont-Laurier et des rythmites silto-argileuses, présentant les mêmes caractéristiques sédimentaires que les varves, aux abords de la rivière du Lièvre qu'il a attribué à un plan d'eau proglaciaire indépendant de la Mer de Champlain dans la haute vallée du Lièvre. Il pose l'hypothèse d'un seuil d'ordre topographique à 215 m d'altitude, au nord du lac Poisson Blanc, qui aurait empêché le drainage de celui-ci. Ce seuil aurait retenu les eaux du lac proglaciaire jusqu'au relèvement complet du continent. Aucune forme morainique ou fluvioglaciaire importante n'a été relevée dans la vallée du Lièvre qui aurait pu constituer un blocage au drainage des eaux. Caron (2007) a calculé un taux de gauchissement glacio-isostatique de 0,9 m/km vers le NNO pour

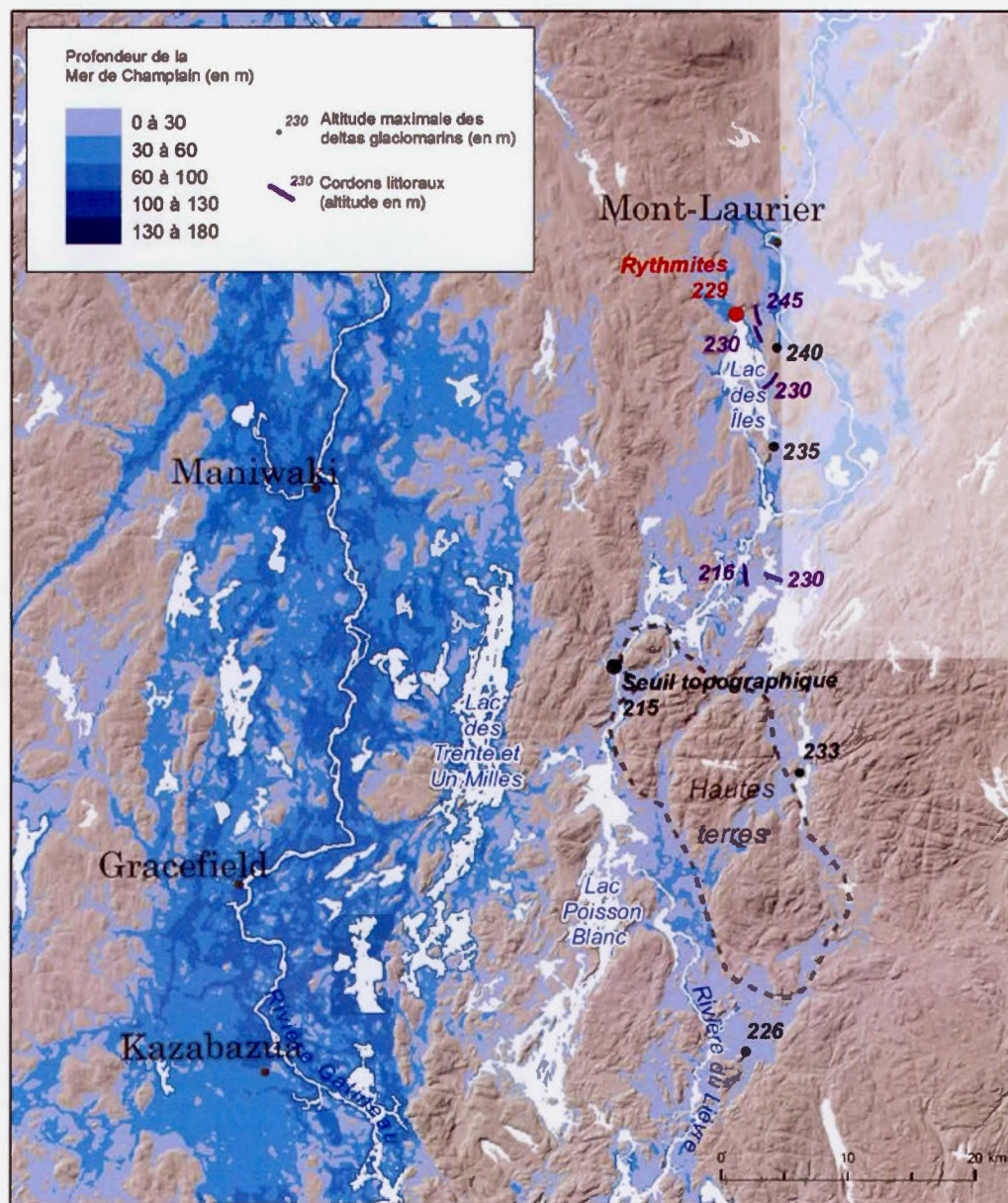


Figure 4.11 : Extension de la Mer de Champlain dans la haute vallée de la rivière du Lièvre. Les plus hauts deltas glaciomarins et cordons littoraux ont été formés dans le bassin de la Mer de Champlain, près de la marge glaciaire. Les hautes terres ont constitué un seuil topographique naturel qui a bloqué le drainage de la haute vallée du Lièvre pendant un certain laps de temps, lorsque le territoire était encore enfoncé et que les eaux marines étaient en régression.

la haute vallée du Lièvre en prenant en compte que les littoraux répertoriés ont été mis en place dans un même plan d'eau.

Nous pensons plutôt qu'il s'agit de deux phases distinctes d'un même plan d'eau, illustrant la transgression et la régression de la Mer de Champlain. Avec le taux de gauchissement glacio-isostatique de 0,4 /km vers le NNO que nous avons calculé pour l'Outaouais, il paraît improbable que l'exutoire d'un plan d'eau à 245 m d'altitude au nord du lac des Îles ait pu être bloqué par un seuil à 215 m d'altitude, à moins de 25 km au sud de ce dernier. Ce même exutoire aurait dû atteindre au moins 235 m pour retenir le plan d'eau. Les deltas et les littoraux à 240 et 245 m aux abords du lac des Îles se sont donc développés dans le bassin de la Mer de Champlain, près de la marge glaciaire, puisque cette altitude correspond à l'élévation maximale de la Mer à la même latitude dans la vallée de la Gatineau. C'est pendant cette phase que les rythmites proximales à 229 m d'altitude se sont formées au nord du lac des Îles, les conditions y prévalant étant semblables à celles d'un bassin glaciolacustre. En effet, les hautes terres au nord et au sud du lac Poisson Blanc ont formé une barrière naturelle à l'expansion de la Mer et seule une mince tranche d'eau, d'une profondeur dépassant rarement 20 m, a ennoyé la haute vallée du Lièvre, exception faite de la région au nord du lac des Îles où la tranche d'eau a atteint 40 m et où les rythmites ont été observées. Les cordons littoraux à 230 m d'altitude se sont mis en place lors de la phase de régression du plan d'eau paramarin et l'abondance des formes que l'on trouve à cette élévation révèlent que ce niveau d'eau y a été stable pendant une certaine période.

Selon le modèle de l'extension diachronique de la Mer de Champlain, un abaissement du plan d'eau de 40 m aurait permis, selon le taux de gauchissement en Outaouais de 0,4 m/km vers le NNO, la rétention d'un bassin dans la haute vallée du Lièvre piégée par la présence des hautes terres au nord du lac Poisson Blanc. Ce plan d'eau indépendant aurait existé de façon temporaire, jusqu'à ce que le relèvement

isostatique cause la reprise du réseau de drainage vers le sud jusqu'à sa configuration actuelle.

Dadswell (1974) n'a identifié aucun bioindicateur *Mysis Relicta* dans la vallée du Lièvre. Ce crustacé, incapable de remonter même les plus faible courant, est associé généralement à des environnements saumâtres profonds ou sublittoraux. La présence de *Mysis Relicta* a été identifiée dans la vallée de la Gatineau, mais est absente dans d'autres secteurs immergés par la Mer de Champlain, comme les régions entre Cantley et le lac Simon, ainsi que toute la vallée de la rivière du Lièvre. Selon cet auteur (1973), l'apport important des eaux de fonte dans la vallée des Outaouais aurait pu influencer la distribution des bioindicateurs dans la région. Aussi, la salinité de l'eau n'est pas la seule condition déterminant la répartition spatiale de *Mysis Relicta* et son absence dans certains secteurs immergés par la Mer de Champlain pourrait être reliée à d'autres considérations environnementales.

4.3.8 Datation des événements liés à la déglaciation de l'Outaouais et nouveaux isochrones du retrait glaciaire

Cette section dresse une synthèse des datations relatives et absolues des événements de la déglaciation en Outaouais. La figure synthèse 4.12 présente un portrait régional des isochrones de la déglaciation au sud-ouest du Québec, ainsi que trois nouveaux isochrones définis dans la présente étude. Toutes les datations ^{14}C ont été converties en années calendaires afin de les uniformiser et d'en faciliter la lecture (tableau 4.1).

La position pré-Saint-Narcisse I, au sud de l'Outaouais, correspond à l'isochrone de 13 cal. ka, soit la transition Candona-Champlain. Selon notre modèle, la corrélation de la Moraine de Saint-Narcisse jusqu'à la position de Masham, puis jusqu'au lobe A dans la vallée des Outaouais et Algonquin I en Ontario prolonge vers l'ouest l'isochrone du début du Dryas récent à 12,8 cal. ka. En considérant que la distance qui sépare le front glaciaire pré-Saint-Narcisse I de la Moraine de Saint-Narcisse est

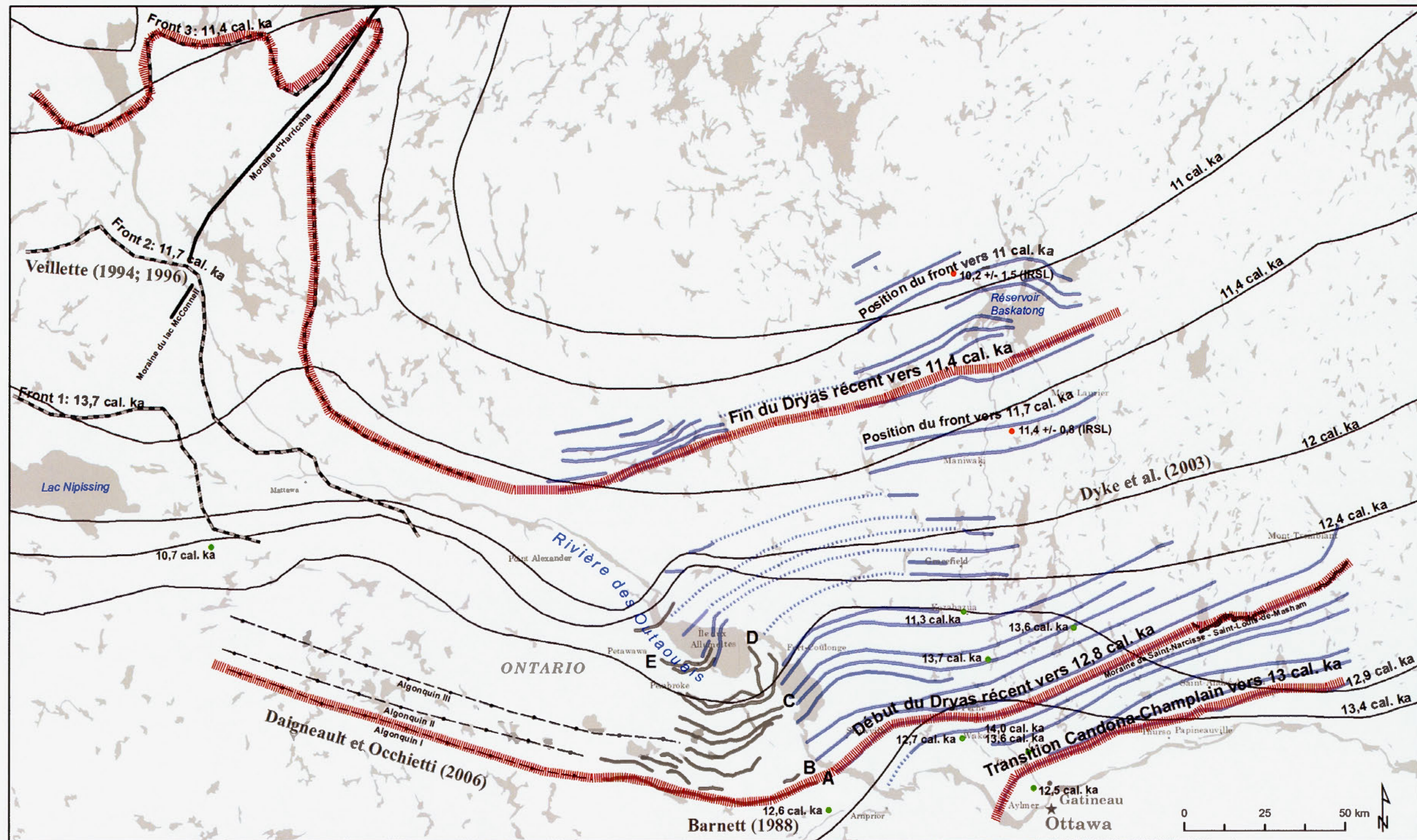


Figure 4.12 : Position des trois nouveaux isochrones du retrait glaciaire basés sur la présente recherche et répartition des isochrones d’autres auteurs pour un portrait régional de la déglaciation dans le sud-ouest du Québec. Les datations ^{14}C sont colligées dans le tableau 4.1 (points verts). Les datations en IRSL (points orangés) sont issues de la présente recherche. Les lignes bleues représentent les positions du front glaciaire proposées dans cette recherche.

Site	Années ¹⁴ C (années BP)	Années calendaires ¹	Numéro de référence	Source	Commentaire
Cantley	12 200 +/- 160 BP	14,0 cal. ka	GSC-1646	Lowdon et Blake (1975); Romanelli (1975)	<i>Macoma balthica</i> dans du sable vaseux (194 m d'altitude)
Cantley	11 800 +/- 170 BP	13,6 cal. ka	GSC-3844	Rodrigues et Richard (1985)	<i>Macoma balthica</i> dans de la boue (195 m d'altitude)
Fossmill	9450 +/- 50 BP	10,7 cal. ka	CAMS-46195	Anderson et al. (2001)	Débris végétaux
Kazabazua	9910 +/- 200 BP	11,3 cal. ka	GSC-680	Terasmae (1980)	Matière organique de fond de lac
Martindale	11 900 +/- 160 BP	13,7 cal. ka	GSC-1772	Lowdon et Blake (1975); Romanelli (1975)	<i>Macoma balthica</i> dans la zone littorale (176 m d'altitude)
McLachlan Lake	10 700 +/- 150 BP	12,6 cal. ka	GSC-3372	Anderson (1988)	Matière organique de fond de lac
Pink Lake	10 600 +/- 150 BP	12,5 cal. ka	GSC-1956	Mott et Farley-Gill (1981)	Matière organique de fond de lac
Ramsay Lake	10 800 +/- 180 BP	12,7 cal. ka	GSC-1953	Mott et Farley-Gill (1981)	Matière organique de fond de lac
Val-des-Bois	11 800 +/- 100 BP	13,6 cal. ka	GSC-2769	Richard (1980)	<i>Macoma balthica</i> dans du sable (182 m d'altitude)

¹ Les datations ¹⁴C ont été converties en années calendaires à partir du logiciel de conversion de Fairbanks et al. (2005).

Tableau 4.1: Datations radiocarbones en Outaouais effectuées par plusieurs auteurs. Leur répartition spatiale est présentée sur la figure 4.12.

d'environ 25 km, nous estimons le taux de recul des glaces à 125 m/an pendant cette période de 200 ans (calendaires).

Deux limites chronologiques sont prises en compte pour établir les événements qui suivent la pause de Saint-Narcisse : le retrait des glaces de la position Saint-Narcisse vers 12,3 cal. ka et la formation des fronts morainiques au sud du Baskatong associés à la fin du Dryas Récent, soit vers 11,4 cal. ka. En considérant l'hypothèse que cette série de tronçons morainiques représente bel et bien la fin du Dryas récent et le prolongement de la Moraine Mars-Batiscan, nous plaçons un nouvel isochrone du retrait glaciaire à 11,4 cal. ka au sud du Baskatong. Ainsi, une période d'environ 900 ans cal. se serait écoulée entre la fin de la pause de Saint-Narcisse et celle de Mars-Batiscan. Une distance de 110 km sépare ces deux positions, ce qui permet d'évaluer le taux moyen de recul des glaces à 115 m/an pendant la période de refroidissement du Dryas récent. Ce taux est légèrement plus faible que celui mesuré à partir des fronts glaciaires pré-Saint-Narcisse (125 m/an). Selon les isochrones de la déglaciation de Dyke *et al.* (2003) (figure 4.12), il est de 72 m/an pour l'Outaouais.

Entre ces deux événements, nous tentons d'établir des points de repères chronologiques. La formation du delta régressif au Baskatong vers 10,2 +/- 1,5 ka (date IRSL) à 237 m d'altitude, soit un peu moins de 30 m plus bas que le niveau maximal, indique le début de la régression des eaux de leur position maximale. En considérant que la transition des eaux salées avec les eaux douces de Lampsilis a lieu vers 10,8 cal. ka (Lamarche, 2006), l'âge IRSL effectuée au NO du Baskatong semble un peu trop jeune. Nous croyons qu'elle devrait se rapprocher de 11 ka, soit un âge antérieur à la transition Champlain-Lampsilis. La datation IRSL à Maniwaki indique un âge de 11,4 +/- 0,8 ka pour la formation d'une dune située à 220 m d'altitude, soit une trentaine de mètres plus bas que la limite marine à cet endroit. L'âge de la formation de la dune fait référence à la période d'éolisation suivant de près l'exondation des terres et précèdent la stabilisation du sol par la végétation. On peut

tenter d'établir l'âge relatif de cette position du front glaciaire avec les calculs de remontée glacio-isostatique de 45 à 120 mm/an proposés Hillaire-Marcel (1974) : l'abaissement du plan d'eau de 30 m correspondrait à une période de 250 à 670 ans. En additionnant cette période minimale à l'âge de la dune, on obtient un âge relatif entre 11,7 et 12 cal. ka pour la position de la marge glaciaire dans la région de Maniwaki. Une autre façon d'évaluer la position du front à cette latitude est de considérer le taux de recul moyen des glaces de 115 m/an au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, on obtient un âge semblable, soit 11,6 cal. ka. Cette estimation nous semble acceptable pour établir un repère entre la fin de la pause Saint-Narcisse vers 12,3 cal. ka et la position du front glaciaire au sud du Baskatong vers 11,4 cal. ka. Selon les isochrones de Dyke *et al.* (2003), le front glaciaire se trouve au nord du Baskatong vers 11 cal. ka, ce qui signifie que la Mer de Champlain y atteint son extension maximale. Cet isochrone appuie la chronologie des événements en Outaouais. Nous modifions toutefois son tracé selon l'orientation des fronts glaciaires de notre modèle. Ainsi, l'hypothèse d'un nouvel isochrone au sud du Baskatong représentant la fin du Dryas récent à 11,4 cal. ka nous semble juste par rapport aux points de repères chronologiques des événements.

Les datations effectuées au radiocarbone en Outaouais (tableau 4.1) affichent pour la plupart des âges trop jeunes ou trop vieux par rapport à notre cadre chronologique de la déglaciation. Les âges plus jeunes ont probablement été effectués dans des sédiments mis en place après le retrait du glacier, tandis que les âges plus vieux reflètent peut-être la contamination des eaux marines en carbone inorganique dissous dans les mers épicontinentales glaciaires.

Avec les nouveaux isochrones du retrait glaciaire et les nouvelles positions morainiques de notre modèle de la déglaciation en Outaouais, il est possible d'établir des corrélations avec les fronts proposés plus à l'ouest par Veillette (1994, 1996) et ainsi déduire l'orientation de la marge glaciaire entre les moraines du sud-est de l'Ontario et celles de l'Outaouais. Si on se réfère à notre chronologie des événements,

les lobes 1 et 2 de Veillette auraient été formés pendant l'intervalle du Dryas récent (figure 4.12). Veillette suggère une lobation du front 3 dans la vallée des Outaouais, avec une orientation, presque N-S aux abords de cette vallée, qui initie la scission du glacier dans l'axe de la Moraine d'Harricana. Veillette (1996) associe la position glaciaire 3 à un âge de 11,4 cal. ka, ce qui corrobore et prolonge le front que nous associons à la fin du Dryas Récent dans notre modèle. À cette époque, la marge glaciaire aurait donc libéré la haute vallée des Outaouais et se redresserait vers le NE au niveau du lac Saint-Patrice jusqu'au sud du Baskatong, puis irait rejoindre la Moraine Mars-Batiscan à l'est. Le prolongement de cette moraine à l'est de notre territoire d'étude reste à définir.

4.4 La période postglaciaire

La vallée des Outaouais a servi d'exutoire à plusieurs grands lacs proglaciaires à l'ouest et au nord pendant la déglaciation jusqu'à la période postglaciaire (Fulton et Richard, 1987; Veillette, 1994). Le drainage des Grands Lacs vers l'est a eu lieu entre 11,3 et 4,6 ka BP (13,1 à 5,3 cal. ka). Les eaux du Lac Agassiz se sont écoulées épisodiquement entre 10,8 et 9,9 ka BP (12,7 à 11,3 cal. ka) par l'axe des Grands Lacs et de la vallée du Saint-Laurent, ainsi que par l'axe NO par la vallée Mackenzie (Teller, 2004 et 2013), puis entre 9,5 et 8,0 ka BP (10,7 à 8,9 cal. ka) par la vallée des Outaouais. Le Lac glaciaire Algonquin s'est drainé par le nord du massif Algonquin jusque dans la Mer de Champlain entre 10,4 et 10,2 ka BP (12,3 à 11,9 cal. ka; Ford et Geddes, 1986; Occhietti et Richard, 2003). Le Lac Barlow-Ojibway s'est écoulé par la vallée des Outaouais entre 10,1 et 8,0 ka BP (11,7 et 8,9 cal. ka), jusqu'à ce qu'une brèche se forme dans la glace au sud de la Baie d'Hudson et provoque le drainage rapide du Lac Barlow vers le nord, dans la Mer de Tyrell, y entraînant une hausse du niveau marin d'environ 30 cm (Fulton et Richard, 1987; Veillette, 1994).

Suite à la transition du bassin de la Mer de Champlain aux eaux douces du Lac Lampsilis, le relèvement de la croûte continentale s'est poursuivi et le réseau

hydrographique s'est confiné dans les vallées. Plusieurs terrasses et chenaux fluviaux abandonnés le long des rivières actuelles représentent des reliques de l'abaissement des cours d'eau. Dans la vallée des Outaouais, des terrasses étagées marquent l'abaissement des plans d'eau lacustre et fluvial à plusieurs étapes de la régression des eaux. Leur altitude est plus basse au SE, dans la région de Gatineau (95 à 50 m) que dans les secteurs de Shawville (135 à 60 m) et de Fort-Coulonge (140 à 115 m) au NO à cause du relèvement glacio-isostatique du territoire vers le NNO. La régression de la Mer de Champlain a mis à découvert de grandes surfaces sableuses comme les deltas et les littoraux avec un fort potentiel de remaniement éolien. Les vents adiabatiques ont pris en charge ses sédiments fins et ont formé des dunes pendant la brève période désertique précédant l'instauration de la végétation. On les observe aujourd'hui dans quelques secteurs de l'Outaouais, comme sur l'île aux Allumettes où elles sont présentes sur presque l'entièreté de l'île et leur orientation indique des vents dominants provenant de l'ONO à cette époque. La végétation a peu à peu colonisé le territoire, suite au retrait des glaces, et a eu pour effet de stabiliser les dépôts meubles en place. Entre la Mer de Champlain et les glaces, les herbacés et les arbustes ont succédé à la période de désertification et ont formé les premières toundras sur les hautes terres laurentiennes (Richard, 2003). Au sud de l'Outaouais, l'épinette noire et le tremble ont peu à peu remplacé la toundra. Vers 8000 avant l'actuel, les domaines des Érablières, des Sapinières et des Pessières étaient présents sur le territoire, du sud vers le nord, tels que nous les connaissons aujourd'hui (Richard, 2003). L'accumulation de matière organique dans les creux topographiques et sur les dépôts fins glaciomarins et glaciolacustres a formé des tourbières. Plus le continent s'est libéré du poids des glaces et plus le réseau fluvial s'est encaissé dans les dépôts meubles, favorisant la formation de ravinement, de terrasses et de chenaux fluviaux. Dans les zones couvertes par les argiles marines déposées en profondeur dans le bassin de la Mer de Champlain, le ravinement fluvial s'est encaissé dans les dépôts et a favorisé les glissements de terrain. On peut aujourd'hui en observer d'importants sur les berges de la rivière des Outaouais.

CONCLUSION

Cette recherche en géomorphologie du Quaternaire a contribué à accroître les connaissances scientifiques concernant l'histoire de la glaciation wisconsinienne en Outaouais. La vaste quantité de données issues du projet PACES de cartographie des dépôts meubles en Outaouais et des travaux de terrain associés ont permis de documenter une séquence des écoulements glaciaires et de proposer un modèle de la déglaciation. La catégorisation des écoulements glaciaires selon leur positionnement géographique et leur recoupement a permis de préciser les mouvements du glacier pendant l'englaciation et la déglaciation du territoire. L'étude à l'échelle régionale a permis de distinguer un premier écoulement glaciaire pré-wisconsinien d'orientation ESE-ONO qui a été recensé sur une dizaine d'affleurements et dont deux seulement présentaient un recoupement permettant de le caractériser comme le plus ancien. S'en suit une série d'écoulement de direction chronologique antihoraire liée à la dernière glaciation. Le mouvement glaciaire vers le SO a été relié à l'englaciation du territoire et pourrait être associé à un courant glaciaire vers le bassin du Lac Ontario. L'écoulement vers le S et le SSE représente l'écoulement dominant en Outaouais et peut être associé à la période du pléniglaciaire. Les drumlins, crag-and-tails, roches moutonnées et la majorité des microformes d'érosion suivent cette orientation. Enfin, le retrait des glaces se matérialise par des écoulements vers le SSE dans les hautes terres, vers le SE dans la vallée des Outaouais et dans la région de Mont-Tremblant et davantage vers le S dans la vallée de la Gatineau et dans d'autres vallées où le contrôle topographique a eu une influence en fin de déglaciation.

La répartition spatiale des dépôts juxtaglaciaires (moraines, eskers, delta-kames, épandages proglaciaires subaquatiques) et des stries tardiglaciaires a permis de définir de nouvelles positions du front glaciaire lors de la déglaciation. Celles-ci indiquent un

retrait des glaces général vers le NNO, avec la formation d'un lobe plus ou moins arqué dans la vallée des Outaouais qui a retardé la déglaciation de ce secteur et induit un écoulement vers le SE. La vallée de la Gatineau s'est déglacée davantage du S vers le N jusqu'aux basses terres du Baskatong, où une baie de vélage s'est formée en contact avec la Mer de Champlain et a contribué à une déglaciation plus rapide de ce secteur. De nouveaux repères chronologiques viennent ajouter ou modifier des isochrones du retrait glaciaire en Outaouais et dans les régions avoisinantes. Le premier isochrone au sud du territoire correspond au front pré-Saint-Narcisse I qui était fort probablement en contact avec le Lac Candona, jusqu'à des altitudes d'environ 240 m et représente l'époque de sa transition avec la Mer de Champlain vers 11,1 ka BP (13 cal. ka; Occhietti et Richard, 2003; Occhietti, 2007). Lors de cette transition, le plan d'eau s'est abaissé d'une douzaine de mètres. Les fronts pré-Saint-Narcisse II à V, tous parallèles et d'orientation ENE-OSO, sont corrélés avec des séries d'épandages proglaciaires subaquatiques qui forment des alignements distincts au sud de l'Outaouais et indiquent des pauses lors de la déglaciation. Ces fronts ont été mis en place en contact avec la Mer de Champlain.

Le tracé de la Moraine de Saint-Narcisse est prolongé vers le SO, jusqu'à la position de Saint-Louis-de-Masham, puis en Ontario jusqu'à la position de front Algonquin I en passant par le lobe A des Outaouais. Ce nouveau front matérialise le début de l'époque climatique froide du Dryas récent vers 10,9 ka BP (12,8 cal. ka; Occhietti, 2007). Plusieurs segments morainiques recensés au sud du réservoir Baskatong et corrélés avec d'autres segments de même orientation au nord du lac Saint-Patrice représentent une dernière position du front glaciaire d'importance régionale et nous la corrélons avec la Moraine Mars-Batiscan identifiée plus à l'est, dans les régions de la Mauricie et de Charlevoix. Le tracé de ce nouveau front glaciaire d'orientation ENE-OSO est relié en Ontario au tracé du front 3 de Veillette (1996) qui bifurque vers le N dans le secteur de la Moraine d'Harricana. Ce prolongement de la Moraine Mars-Batiscan représente la fin du Dryas récent vers 10 ka BP (11,4 cal. ka; Dyke, 2004) et

le retrait des glaces de la vallée des Outaouais. Les deux datations effectuées en luminescence optique dans le cadre de ce travail appuient les événements proposés pour la déglaciation de l'Outaouais. Enfin, l'isochrone de 9600 BP (11 cal. ka) proposé par Dyke *et al.* (2003) au nord du Baskatong est en accord avec notre schéma de déglaciation.

Les données d'altitude des dépôts glaciomarins et leur répartition spatiale ont permis de modéliser l'extension marine maximale diachronique de la Mer de Champlain en Outaouais. La régression complète des eaux salées du bassin de la Mer de Champlain et la transition diachronique aux eaux douces du lac à Lampsilis a eu lieu vers à 9500 BP (10,8 cal. ka) dans la vallée du Saint-Laurent (Lamarche, 2006), ce qui signifie que l'épisode marine en Outaouais a subsisté sur une période de moins de 2000 ans (calendaires). Lors de cette transition Champlain-Lampsilis, les glaces se trouvaient au niveau du Baskatong selon notre modèle. Cela signifie que la tranche d'eau dans la vallée des Outaouais avait considérablement baissé et que l'eau salée n'aurait jamais atteint la haute vallée de la Gatineau.

En définitive, cette recherche a permis d'affiner les connaissances sur l'évolution de l'Inlandsis laurentidien dans les régions du sud-ouest du Québec et du sud-est de l'Ontario, principalement en ce qui a trait à la période de la déglaciation. Plusieurs points restent toutefois en suspend et il serait pertinent de les approfondir dans une recherche subséquente. Par exemple, il serait intéressant d'étudier plus spécifiquement les événements de la déglaciation dans certaines vallées, comme les hautes vallées du Lièvre et de la Rouge et d'y distinguer de façon systématique les dépôts lacustres et les dépôts marins en prenant en compte les altitudes atteintes par la Mer de Champlain pour ces secteurs. Aussi, les positions du front glaciaire dans la région de Mont-Tremblant restent fragmentaires, de même que la distinction de certains dépôts à des altitudes particulièrement élevées dans ce même secteur. La prolongation de la Moraine Mars-Batiscan entre l'Outaouais et la Mauricie serait également sujette à de futures études. Bref, plusieurs pistes de réflexion ont été

entamées au fil de ce mémoire et puissent-elles faire écho chez d'autres chercheurs intéressés à bâtir le savoir commun.

ANNEXE A

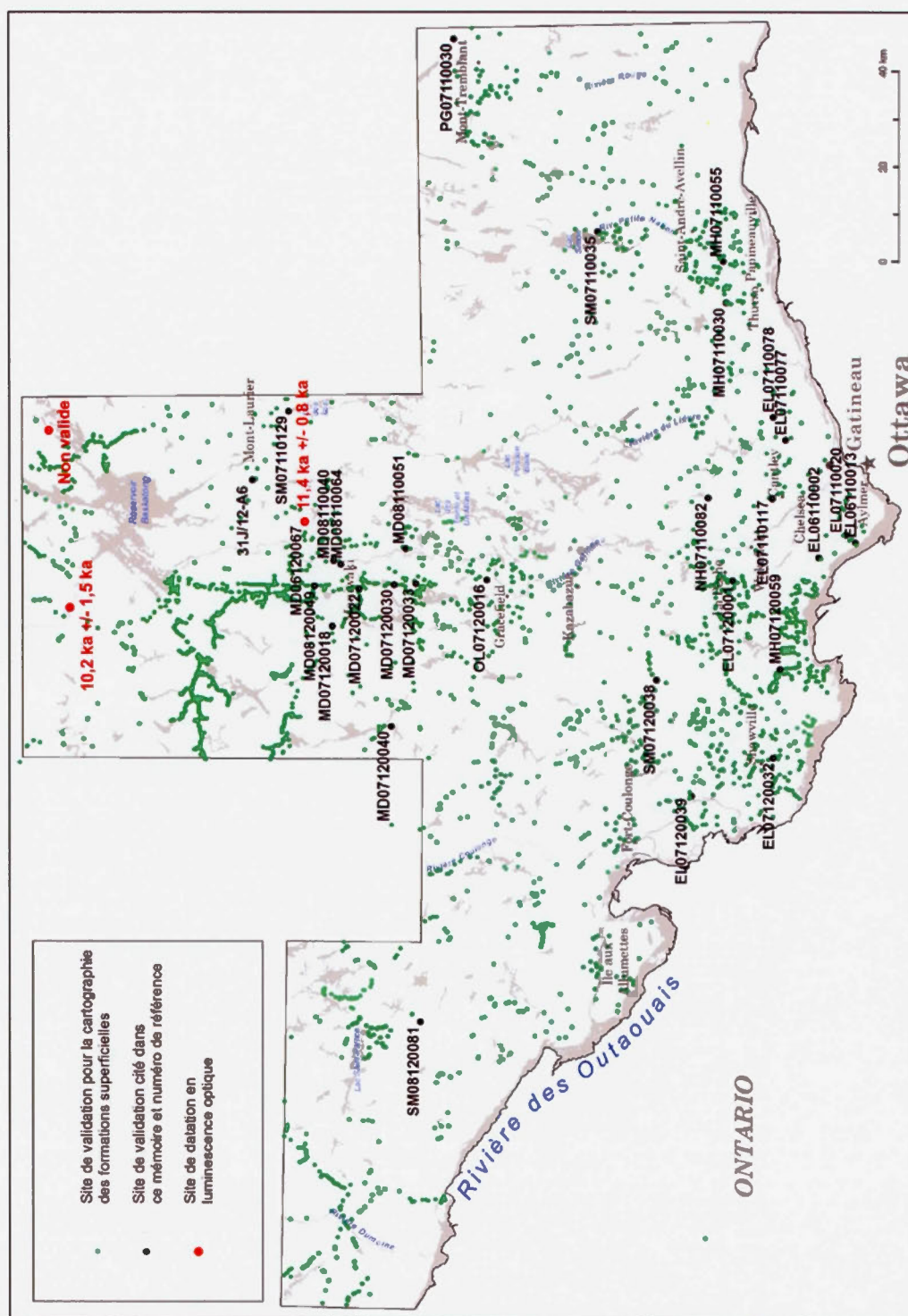
GÉOLOGIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES DES RÉGIONS DE
MANIWAKI (31J/05-OUEST) ET DU LAC PYTHONGA (31K/08) (2 CARTES).

ANNEXE B

LOCALISATION DES SITES DE VALIDATION ET LEURS NUMÉROS DE
RÉFÉRENCE CITÉS DANS LE MÉMOIRE, ET LOCALISATION DES SITES DE
DATATION EN LUMINESCENCE OPTIQUE.

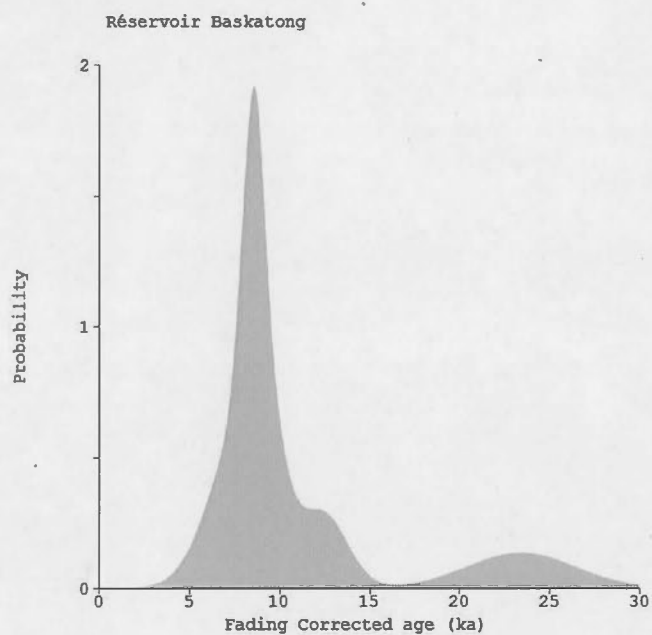
ANNEXE C

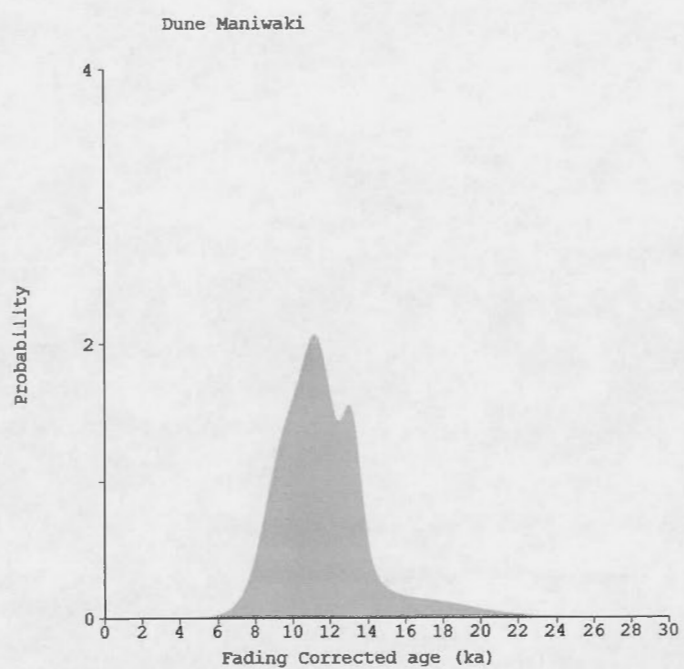
TABLEAUX DE RÉSULTATS ISSUS DES DATATIONS IRSL.



Échantillon	Réservoir Baskatong	Incertitude	Dune Maniwaki	Incertitude
Coordonnées UTM 18 (m)	417 476; 5 195 838	-	434 914; 5 146 426	-
Taille granulométrique (μm)	150-250	-	150-250	-
Teneur en eau (%)	5	-	5	-
Dose annuelle (Gy/ka)	2,48	$\pm 0,12$	3,33	$\pm 0,17$
Dose équivalente (Gy)	25	4	38	2
Taux de fading (%/décade)	5,3	0,4	4,9	0,5
Âge (ka)	10,2	$\pm 1,5$	11,4	$\pm 0,8$

Correction du taux de fading :





BIBLIOGRAPHIE

- Aitken M. J. (1998). *An introduction to Optical Dating -The dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. Oxford University Press.
- Allard, M. (1977). Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires bio-physiques : l'exemple de la région Gatineau-Lièvre. (Thèse de doctorat). Université McGill.
- Allard, M. (1980). *Géomorphologie-Wakefield*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Office de planification et de développement du Québec. Direction des études bio-physiques.
- Anderson, T. W., Mott, R. J. et Delorme, L. D. (1985). Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications. Dans Commission géologique du Canada. *Recherches en cours*. Étude 85-1A.
- Anderson, TW. (1988). Late Quaternary pollen stratigraphy of the Ottawa valley-Lake Ontario region and its application in dating the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin* (p. 207-224). Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Anderson, W., Lewis, M. et Mott, R. (2001). AMS-Revised Radiocarbon Ages at Turtle Lake, North Bay-Mattawa area, Ontario: Implications for the Deglacial History of the Great Lakes Region. *27th Annual Scientific Meeting of the Canadian Geophysical Union jointly with the 58th Eastern Snow Conference*. University of Ottawa.
- Antevs, E. (1925). Retreat of the last ice sheet in eastern Canada. *Geological Survey of Canada*. Mémoire 146.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. et Gagnon, J.-M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348.
- Barnett, P.J. (1988). History of the northwestern arm of the Champlain Sea. Dans N. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin* (p. 25-36). Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Barré, M. (2010). *Protocole de préparation des sédiments meubles en vue de datation par luminescence optiquement stimulée*. Montréal : Laboratoire Lux, Université du Québec à Montréal.

- Bélanger, J. R., Moore, A. et Prgent, A. (1997a). *Carte numérique de la géologie de surface, Chénéville, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/14, Commission géologique du Canada, Dossier public 3474.
- Bélanger, J. R., Moore, A. et Prgent, A. (1997b). *Carte numérique de la géologie de surface, Low, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/13, Commission géologique du Canada, Dossier public 3475.
- Bélanger, J. R., Moore, A. et Prgent, A. (1997e). *Carte numérique de la géologie de surface, Thurso, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/11, Commission géologique du Canada, Dossier public 3477.
- Bélanger, J. R., Moore, A., et Prgent, A. (1997c). *Carte numérique de la géologie de surface, Wakefield, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/12, Commission géologique du Canada, Dossier public 3476.
- Bélanger, J. R., Moore, A., et Prgent, A. (1997d). *Carte numérique de la géologie de surface, Wakefield, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/12, Commission géologique du Canada, Dossier public 3476.
- Bélanger, J. R., Moore, A., Prgent, A. et Richard, S. H. (1995). *Digital version of map 1506A : surficial geology*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, Dossier public 3103.
- Bélanger, J. R., Moore, A., Prgent, A. et Richard, S. H. (1998). *Surficial geology digital map, Hawkesbury, Ontario-Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/10, Commission géologique du Canada, Dossier public 3605.
- Benn, D. I. et Evans, d. J. A. (2010). *Glaciers and glaciation* (2e éd.). London: Hodder Education.
- Bennett M.R. et Glasser, N.F. (2010). *Glacial Geology - Ice sheets and landforms* (2e éd). Angleterre : Wiley-Blackwell.
- Boissonneau, A.N. (1968). Glacial history of northeastern Ontario II ; the Timiskaming-Algoma area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 5, 97-109.
- Bolduc, A.M. (1995). Landforms in the Laurentians of southern Quebec: implications for the deglaciation history of the Laurentide Ice Sheet. Dans *Joint Meeting, St. John's, Newfoundland, Program, Abstracts and Fieldguides, CA5*. CANQUA-CGRG.
- Bostock, H.S. (1972). Subdivisions physiographiques du Canada. Dans R. J. W. Douglas (dir.). *Géologie et ressources minérales du Canada (Partie A) (12-34)*. Commission géologique du Canada.

- Boulton, G. S. (1974). Processes and patterns of subglacial erosion. Dans D. R. Coates (dir.), *Glacial Geomorphology*, p.41-87. Université de New York, Binghampton.
- Bradwell, T. (2005). Bedrock megagrooves in Assynt, NW Scotland. *Geomorphology* 65, 195-204.
- Broecker, W. S., Andree, M., Wolfli, W., Oeschger, H., Bonami, G., Kennett, J. et Peteet, D. (1988). The chronology of the last deglaciation : Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3, 1-20.
- Broecker, W. S., Kennett, J. P., Flower, B. P., Teller, J. T., Trumbore, S., Bonani, G. et Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341, 318-321.
- Buckley, J. T. (1970). *Surficial deposit and landform map of the Gatineau Park and vicinity*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, Dossier public 36.
- Caron, O. (2007). *Le Quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec) : cartographie, sédimentologie et paléogéographie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Caron, O., Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013). *Géologie des formations superficielles. Région de Grands-Remous, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J12. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Catto, M.R., Patterson, R.J. et Gorman, W.A. (1981). Late Quaternary marine sediments at Chalk River, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1261-1267.
- Chapman, L. J. et Putnam, D. F. (1984). *The physiography of Southern Ontario*. Commission géologique du Canada, Special Volume 2.
- Clark P.U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W. et McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum, *Science*, 325(5941), 710-714.
- Clark, P. et Karrow, P. F. (1984). Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 805-813.
- Clark, P. et Karrow, P. F. (1985). Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations. *Geological Society of America Bulletin*, 96, 1224.

- Clark, P. U. et Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-7.
- Cronin, T. M., Manley, P. L., Brachfeld, S., Manley, T. O., Willard, D. A., Guilbault, J.-P., Rayburn, J. A., Thunell, R. et Berke, M. (2008). Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13 – 9 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262, 46-60.
- Cronin, T. M., Rayburn, J. A., Guilbault, J.-P., Thunell, R. et Franzi, D. A. (2012). Stable isotope evidence for glacial lake drainage through the St. Lawrence Estuary, eastern Canada, ~ 13.1 – 12.9 ka. *Quaternary International*, 260, 55-65.
- Dadswell, M. J. (1973). *Distribution, Ecology and Postglacial Dispersal of Certain Crustaceans and Fishes in Eastern North America*. (Thèse de doctorat). Carleton University.
- Dadswell, M. J. (1974). Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North American. *National Museums of Canada, Publications Zoology*, no. 11.
- Dahl, R. (1965). Plastically Sculptured Detail Forms on Rock Surfaces in Northern Nordland, Norway. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. 47(2), 83-140.
- Daigneault, R. A. et Occhietti, S. (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), 103-118.
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Godbout, P.-M., Milette, S., Leduc, É., Horth, N., Dubois Verret, M., Hurtubise, M.-A. et Lamarche, O. (2012). *Rapport sur les travaux de cartographie des formations superficielles réalisés dans la portion est du territoire municipalisé de l'Outaouais en 2011-2012*. Rapport présenté au Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Milette, S., Dubois Verret, M., Hurtubise, M.-A., Lamarche, O., Leduc, É., Godbout, P.-M. et Horth, N. (2013, août). *Deglaciation Pattern in the Outaouais Region, Southwestern Québec*. Canadian Quaternary Association (CANQUA), Meeting 2013 - Edmonthon, Alberta.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. et Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.

- Davidson, A. (1998). *Carte géologique de la province de Grenville, Canada et parties adjacentes des États-Unis d'Amérique*. [Carte]. Échelle du 1 : 2 000 000. Commission géologique du Canada, Carte 1947A.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C. et Bilodeau, G. (1996). Reduced meltwater outflow from the Laurentide ice margin during the Younger Dryas. *Nature*, 38, 774-777.
- Denis, R. (1974). *Late Quaternary geology and geomorphology in the Lake Maskinongé area*. Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen, Rapport 28.
- Dionne, J.-C. (1984). Le *rocher profilé* : une forme d'érosion glaciaire négligée. *Géographie physique et Quaternaire* 38(1), 69-74.
- Dreimanis, A. (1977). Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St. Lawrence Lowlands. *Géographie physique et Quaternaire*, 31, 37-51.
- Dubois Verret, M. (ouest), Milette, S. (est), Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Maniwaki, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 : 50 000. Système national de référence cartographique 31J05. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Dubois Verret, M., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013). *Géologie des formations superficielles. Région du lac Pythonga, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 : 50 000. Système national de référence cartographique 31K08. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Duller, G. A. T. (2008). *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*. Swindon: English Heritage.
- Dyke, A. S. et Prest, V. K. (1987). Late Wisconsinan and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. et Veillette, J. J. (2002). The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 9-31.
- Dyke, A. S., Moore, A. et Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America*. Commission géologique du Canada, Dossier public 1574. 32 cartes

numériques à l'échelle 1:7 000 000 accompagnées d'une base de données numérique et d'une affiche.

- Dyke, A.S. (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada. Dans J. Ehlers et P.L. Gibbard (dir.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, Part II: North America. Developments in Quaternary Science*, vol. 2 (p.373-424). Éditions Elsevier.
- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial meltingrates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Fairbanks, R. G., Mortlock, R. A., Chiu, T.-C., Cao, L., Kaplan, A., Guilderson, T. P., Fairbanks, T., W., Bloom, A. L., Grootes, P. M. et Nadeau, M.-J. (2005). Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24, 1781-1796. Site internet pour la conversion des dates: <http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/research/radcarbcal.htm>.
- Fillon, R. H. et Williams, D.F. (1984). Dynamics of meltwater discharge from northern hemisphere ice sheets during the last deglaciation. *Nature*, 310, 674-677.
- Fleury, M. (2008). *Paléogéographie quaternaire de la région de Saint-Michel-des-Saints : cartographie, stratigraphie et sédimentologie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/>.
- Flint, R. F. (1971). *Glacial and Quaternary geology*. New York: John Wiley and Sons.
- Ford, M. J. et Geddes, R. S. (1986). *Quaternary geology of the Algonquin Park area*. Commission géologique du Canada, Dossier public 5600.
- Ford, M.J. et Geddes, R.S. (1986). Quaternary geology of the Algonquin Park area. *Ontario Geological Survey*. Sudbury, Open File 5600.
- Fullerton, D. S. (1980). Preliminary correlation of post-Erie interstadial events (16,000-10,000 radiocarbon years before present), central and eastern Great Lakes region, and Hudson, Champlain and St. Lawrence lowlands, United States and Canada. *United States Geological Survey Professional*. Paper 1089.
- Fullerton, D. S. (1993). *Quaternary geologic map of the Ottawa 4° x 6° quadrangle, United States and Canada*. [Carte]. Échelle du 1:1 000 000. United States Geological Survey, 1-1420 (NL-18).
- Fulton, R. J. (1989). *Le Quaternaire du Canada et du Groenland*. Commission géologique du Canada.

- Fulton, R. J. et Richard, S. H. (1987). Chronology of late quaternary events in the Ottawa region. Dans R. J. Fulton (dir.). *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec*, (p. 24-30). Commission géologique du Canada.
- Fulton, R. J., Anderson, T. W., Gadd, N. R., Harington, C. R., Kettles, I. M., Richard, S. H., Rodrigues, C. G., Rust, B. R. et Shilts, W. W. (1987). Résumé du Quaternaire de la région de l'Outaouais. Dans R. J. Fulton (dir.). *Le Quaternaire de l'Outaouais et la description des excursions locales. XII^e congrès de l'INQUA* (p. 9-23). Commission géologique du Canada.
- Gadd, N. (1988). The Basin, the Ice, the Champlain Sea. Dans N. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin* (p. 15-24). Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Gadd, N. R. (1963). *Géologie des dépôts meubles, Chalk River, Ontario-Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :63 360. Commission géologique du Canada, Carte 1132A.
- Gadd, N. R. (1972). *Marine deposits, Gatineau Valley, Quebec*. Commission géologique du Canada, Rapport d'activité, partie A, 72-1A, p. 156-157.
- Gadd, N. R. (1980). Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 1439-1453.
- Gadd, N. R. (1981). Late-regional ice-flow patterns in eastern Ontario: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1390-1393.
- Gadd, N. R. (1987). Geological setting and Quaternary deposits of the Ottawa region. Dans R. J. Fulton (dir.). *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec*, (p. 3-9). Commission géologique du Canada.
- Godbout, P.-M. (ouest), Milette, S. (est), Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013a). *Géologie des formations superficielles. Région de Chalk River, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K03. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Godbout, P.-M., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012a). *Géologie des formations superficielles. Région de Hawkesbury, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G10. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.

- Godbout, P.-M., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012b). *Géologie des formations superficielles. Région de Saint-Jovite, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J02. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Godbout, P.-M., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012c). *Géologie des formations superficielles. Région de Duhamel, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J03. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Godbout, P.-M., Roy, M., Daigneault, R.-A. et Lamothe, M. (2013b). *Géologie des formations superficielles. Région de Rolphoton, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K04. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Godbout, P.-M., Roy, M., Daigneault, R.-A. et Lamothe, M. (2013c). *Géologie des formations superficielles. Région du lac du Pinceau, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K05. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Godbout, P.-M., Roy, M., Daigneault, R.-A. et Lamothe, M. (2013d). *Géologie des formations superficielles. Région du lac Kellog, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K16. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Govare, É. (1995). *Paléoenvironnements de la région de Charlevoix, Québec*. (Thèse de doctorat). Université de Montréal.
- Hillaire-Marcel, C. (1974). État actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9000 ans. *Compte rendu de l'Académie Sc. Paris* 278(série D), 1939-1941.

- Hillaire-Marcel, C. (1976). La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson. *Cahiers de Géographie de Québec*, 20, 185-220.
- Hillaire-Marcel, C. (1979). Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects. (Thèse de doctorat non publiée). Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Hillaire-Marcel, C. (1981). Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario: discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1385-1386.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au ^{14}C de faunes marines postglaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeoeco.*, *Palaeoclim.*, *Palaeoecol.*, 21(1), 17-54.
- Hocq, M. (1994). La province de Grenville. Dans M. Hocq (dir.). *Géologie du Québec* (p. 75-94). Les publications du Québec, gouvernement du Québec.
- Horth, N., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Arundel, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G14. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Horth, N., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013). *Géologie des formations superficielles. Région du lac Usborne, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K02. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Huggett, R. J. (2011). *Fundamentals of Geomorphology* (3^e éd.). États-Unis: Routledge.
- Huntley, D. J. et Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, 1093-1106.
- Hurtubise, M.-A. (2014). *Paléogéographie quaternaire de la vallée de la Petite-Nation (Québec) : cartographie des formations superficielles (031G/11-EST) et modélisation de la lithostratigraphie de la sous-surface*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré d'Archipel, l'archive de publications électroniques de l'UQAM <http://www.archipel.uqam.ca/>.
- Hurtubise, M.-A. (ouest), Milette, S. (est), Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Thurso, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique

- 31G11. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Hurtubise, M.-A., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013). *Géologie des formations superficielles. Région de Montcerf, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K09. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Karrow, P. F. (1981). Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario : discussion. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1386-1390.
- Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D. et Sreenivasa, M.R. (1975). Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada. *Quaternary Research*, 5, 49-87.
- Kettle, I. M. (2004). *Superficial geology, Fort-Coulonge area, Quebec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, Dossier public 4491.
- Kor, P. S. G., Shaw, J. et Sharpe, D. R. (1991). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. *Canadian Journal of Earth Science* 28(4), 623-642.
- Kumarapeli, P. S. (1985). Vestiges of Iapetan rifting in the craton west of the northern Appalachians. *Geoscience Canada*, 12, 54-59.
- Lamarche, L. (2006). Reconstitution géologique du lac Saint-Pierre et de ses ancêtres à l'Holocène. Dans L. Lamarche et al. (dir.), *Histoire Holocène de la région de Lanoraie-lac St-Pierre (p.4-20)*. Association québécoise pour l'étude du Quaternaire (AQQUA).
- Lamarche, O. (ouest), Godbout, P.-M. (est), Roy, M., Daigneault, R.-A. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Bouchette, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J04. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Lamarche, O., Roy, M., Daigneault, R.-A. et Lamothe, M. (2013). *Géologie des formations superficielles. Région du lac Blue-Sea, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K01. Montréal :

- Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Lamothe, M. (1977). *Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec : cartographie, sédimentologie et stratigraphie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Lamothe, M., Auclair, M., Hamazaoui, C. et Huot S. (2003). Towards a prediction of long term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements*, 37, 493-498.
- Lasalle, P. (1966). Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38, 91-128.
- LaSalle, P. (1981). Géologie des dépôts meubles de la région de Jean-Lachine. *Ministère de l'Énergie et des Ressources*. Québec, DPV-780.
- LaSalle, P. (1984). Quaternary stratigraphy of Québec : a review. Dans R. J. Fulton (dir.), *Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24 (p.155-171)*. Geological Survey of Canada. Paper 84-10.
- Lasalle, P. et Elson, J. A. (1975). Emplacement of the St. Narcisse moraine as a climatic event in eastern Canada. *Quaternary Research*, 5, 621-625.
- Laverdière, C. et Courtemanche, A. (1965). La géomorphologie glaciaire de la région du Mont Tremblant. Partie 3: Écoulement glaciaire et rétentions lacustres. *Revue de géographie de Montréal* (19), 99-122.
- Laverdière, C. et Guimont, P. (1980). Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire, IX. Terminologie illustrée des formes mineures d'érosion glaciaire. *Érudit*, 34(3), 363-377. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/1000419ar>.
- Leduc, É., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012a). *Géologie des formations superficielles. Région d'Ottawa, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G05. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Leduc, É., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012b). *Géologie des formations superficielles. Région de Wakefield, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G12. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation

- d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Leduc, É., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013a). *Géologie des formations superficielles. Région de Arnprior-Quyon, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31F08-31F09. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Leduc, É., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013b). *Géologie des formations superficielles. Région de Cobden, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31F10. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Lowdon, J.A. et Blake, W. (1975). Geological Survey of Canada radiocarbon dates XV. *Geological Survey of Canada, Ottawa, Paper 75-7*.
- Lundqvist, J. (1990). Glacial morphology as an indicator of the direction of glacial transport. Dans R. Kujansuu et M. Saarnisto (dir.), *Glacial indicator tracing (p.61-70)*. Rotterdam: A. A. Balkema.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012a). *Géologie des formations superficielles. Région de Low, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G13. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012b). *Géologie des formations superficielles. Région de Chénéville, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31G14. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013a). *Géologie des formations superficielles. Région de Pembroke, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31F14. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources

- naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013b). *Géologie des formations superficielles. Région de Fort-Coulonge, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31F15. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013c). *Géologie des formations superficielles. Région de Kazabazua, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31F16. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013d). *Géologie des formations superficielles. Région du réservoir Baskatong, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31J13. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Milette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2013e). *Géologie des formations superficielles. Région du lac Saint-Patrice, Québec*. [Carte]. Échelle : 1 :50 000. Système national de référence cartographique 31K06. Montréal : Développement durable, Environnement et Parcs, Québec; Ressources naturelles et Faune, Québec; Université du Québec à Montréal. Utilisation d'ArcMap (version 10.1). [logiciel SIG]. Redlands, CA : Environmental Systems Research Institute Inc.
- Mott, R.J. et Farley-Gill, L.D. (1981). Two Late Quaternary pollen profiles from Gatineau Park, Quebec. *Geological Survey of Canada, Ottawa*, Paper 80- 31.
- Naldrett, D. L. (1986). *Glacigenic Clays of the Ottawa Valley*. (Thèse de doctorat). University of Ottawa.
- Naldrett, D. L. (1988a). The Late Glacial-Early Glaciomarine Transition in the Ottawa Valley : Evidence for a Glacial Lake? *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), 171-179.

- Naldrett, D. L. (1988b). Sedimentology, Stratigraphy and Micropaleontology of Pre- and Early-Champlain Sea Fine-Grained Facies from the Foster Sand Pit, Ottawa, Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), 181-189.
- Occhietti, S. (2001). Deglaciation of the middle estuary and Charlevoix : an overview. Dans Bhiry, N. *et al.* (dir.). *Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix* (p. 1-20). NorthEast Friends of the Pleistocene, 64th annual reunion, 1-3 June 2001.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentides Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 89-117.
- Occhietti, S. et Richard, P. J. H. (2003). Effet réservoir sur les âges ^{14}C de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 115-138.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa, S. L. et Harington, R. (2001). Paléoenvironnements de la mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 bp : le site de Saint-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, 55(1), 23-46.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P., Robert, F. et Govare, É. (2011). Late Pleistocene–Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec–Labrador. Dans J. Ehlers, P.L. Gibbard et P.D. Hughes (dir.). *Developments in Quaternary Science*, 15. Amsterdam, The Netherlands, 601-630.
- Parent, M. (1987). *Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec*. (Thèse de doctorat). University of Western Ontario, London, Ontario.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan Deglaciation and Champlain Sea Invasion in the St. Lawrence Valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(1), 117-135.
- Parent, M., Dubois, J.-M. M., Bail, P., Larocque, A. et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans BP. *Recherches amérindiennes au Québec* 15(1-2), 17-37.
- Parent, M., Paradis, S. J. et Boivin, R. (2010). *Formations superficielles. Légende et notes descriptives – 1/50 000 à 1/125 000*. (version 11). Commission géologique du Canada.

- Québec, Commission de toponymie. (2012). *Réservoir Baskatong*. Récupéré le 8 décembre 2012 de http://www.toponymie.gouv.qc.ca/ct/ToposWeb/fiche.aspx?no_seq=3764.
- Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources. (1992). *Cartes des dépôts de surface*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Québec: Direction générale des forêts, services de l'inventaire forestier.
- Québec, ministère de l'Énergie et des Ressources. (1992). *Cartes des dépôts de surface*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Direction générale des forêts, services de l'inventaire forestier.
- Québec, ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF). (2002). *Carte géologique du Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :2 000 000. DV 2002-06.
- Québec, ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF). (2010). *Géofiche quaternaire*. DV 2010-0X. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.
- Québec, ministère du Développement Durable, Environnement et Parcs (MDDEP), (2010). *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines dans la région de l'Outaouais (PACES)*. Récupéré le 12 décembre 2011 de http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/fiches/Fiches-PACES_outaouais.pdf.
- Québec, ministère du Développement durable, Environnement et Parcs (MDDEP). (2011). *Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES)*. Récupéré le 12 décembre 2011 de <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>.
- Québec, ministère du Développement durable, Environnement et Parcs (MDDEP). (2002). *Qualité des eaux de la rivière des Outaouais, 1979-1994*. Récupéré le 30 décembre 2013 de http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/eco_aqua/outaouais/intro.htm.
- Rhodes, E. J. (2011). Optically Stimulated Luminescence Dating of Sediments over the Past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 39, 461-488.
- Richard, P. J. H. (2003). Histoire postglaciaire de la végétation et du milieu en Outaouais : le point et les pistes de recherche. Dans N. Clermont *et al.* (dir.), *L'île aux Allumettes et l'Archaïque supérieur dans l'Outaouais* (p. 47-80). Recherches amérindiennes au Québec, Collection Paléo-Québec 30.
- Richard, S. H. (1976). *Surficial geology, Wakefield, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. 31G/12W, Commission géologique du Canada, Dossier public 369.

- Richard, S. H. (1980). *Géologie de surface, Papineauville-Wakefield, Québec*. Commission géologique du Canada, 80-1C, p. 121-128.
- Richard, S. H. (1982). *Géologie de surface, Ottawa. Ontario-Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, carte 1506A.
- Richard, S. H. (1984a). *Géologie des formations en surface. Arnprior, Ontario-Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, carte 1599A.
- Richard, S. H. (1984b). *Géologie des formations en surface. Lachute-Arundel, Québec*. [Carte]. Échelle du 1 :50 000. Commission géologique du Canada, carte 1577A.
- Richard, S. H. (1991). *Géologie des formations en surface. Buckingham, Québec-Ontario*. [Carte]. Échelle du 1 :100 000. Commission géologique du Canada, carte 1670A.
- Richard, S. H., Gadd, N.R. et Vincent, J. S. (1978). *Dépôts meubles et formes du relief, Ottawa-Hull, Canada*. [Carte]. Échelle du 1 :125 000. Commission géologique du Canada, carte 1425A.
- Robert, F. (2001). *Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique: outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides: application aux régions de La Tuque et de La Gatineau*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Rocher, M. et Tremblay, A. (2001). L'effondrement de la plate-forme du Saint-Laurent: ouverture de l'apertus ou de l'Atlantique? Apport de la reconstitution des paléocontraintes dans la région de la ville de Québec (Canada). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Série 2, Sciences de la terre et des planètes*, 333, p. 171-178.
- Rodrigues, C. G. (1992). Successions of invertebrate microfossils and the late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11, 503-534.
- Rodrigues, C. G. et Richard, S. H. (1985). Temporal distribution and significance of Late Pleistocene fossils in the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec. *Geological Survey of Canada, Paper 85-1B*, 401-411.
- Rodrigues, C.G. (1988). Late Quaternary invertebrate faunal associations and chronology of the western Champlain Sea basin. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin* (p. 155-176). Geological Association of Canada, Special Paper 35.
- Romanelli, R. (1975). The Champlain Sea episode in the Gatineau River Valley and Ottawa area. *Canadian Field-Naturalist*, 89(4), 356-360.

- Romanelli, R. (1976). *The Champlain Sea episode in the Gatineau River Valley and Ottawa Area*. (Thèse de doctorat). Université McGill.
- Ross, M. et Bolduc, A. (2001). Successions quaternaires de la région des basses laurentides, ouest de Montréal. Dans D. Lavoie *et al.* (dir.), *La Plate-forme du Saint-Laurent, la Zone de Humber et les successions quaternaires le long du transect #1 : Montréal-Appalaches*. Commission géologique du Canada, dossier public 2812.
- Roy, M., Daigneault, R.-A., Lamothe, M., Milette, S., Dubois Verret, M., Godbout, P.-M., Horth, N., Hurtubise, M.-A., Lamarche, O. et Leduc, É. (2013). *Cartographie des formations superficielles du territoire municipalisé de l'Outaouais – Secteur ouest*. Rapport présenté au Ministère des Ressources Naturelles du Québec. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Saarnisto, M. (1974). The deglaciation history of the Lake Superior region and its climatic implications. *Quaternary Research*, 4, 316-339.
- Sharp, D.R. et Shaw, J. (1989). Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Cantley, Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 101(8), 1011-1020.
- Sharpe, D. R. (1987). Cônes alluviaux glacio-marins, édifiés dans la Mer de Champlain et en bordure de celle-ci. Dans R. J. Fulton (dir.), *Le Quaternaire de l'Outaouais et la description des excursions locales* (p. 71-84). Union internationale pour l'étude du Quaternaire (INQUA), XII^e congrès.
- Simard, J. (2003). *Retrait glaciaire dans les Laurentides au début de l'holocène: transect de 500 km entre Manouane et le Témiscamingue*. (Mémoire de maîtrise en géographie). Université du Québec à Montréal.
- Simard, J., Occhietti, S. et Robert, F. (2003). Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 189-204.
- Statistique Canada. (2011). *Profil du recensement de la ville de Gatineau, Québec*. Récupéré le 30 janvier 2013 de <http://www12.statcan.gc.ca/census-recensement/2011/dp-pd/prof/details/page.cfm?Lang=F&Geo1=CSD&Code1=2481017&Geo2=PR&Code2=35&Data=Count&SearchText=Gatineau&SearchType=Begins&SearchPR=24&B1=All&Custom=&TABID=1>.
- St-Onge, D. A. (1997). *Géologie de surface, Quyon, Québec-Ontario*. [Carte]. Échelle du 1 : 50 000. 31F/09, Commission géologique du Canada, Dossier public 3500.
- St-Onge, D. A. (2009). *Surficial geology, lower Ottawa Valley, Ontario-Quebec / Géologie des formations en surface, basse vallée de l'Outaouais, Ontario-*

- Québec. [Carte]. Échelle du 1 :125 000. Commission géologique du Canada, carte 2140A.
- Sugden, D. E. et John, B. S. (1976). *Glaciers and Landscape*. Londres : Edward Arnold.
- Teller, J. T. (2004). Glacial Lake Agassiz: A 5000 yr history of change and its relationship to the $\delta^{18}\text{O}$ record of Greenland. *GSA Bulletin*, 116(5-6), 729-742.
- Teller, J. T. (2013). Lake Agassiz during the Younger Dryas. *Quaternary Research*, 80, 361-369.
- Terasmae, J. (1980). Some problems of late Wisconsin history and geochemistry in southeastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 361-381.
- UQAM, laboratoire LUX. (2012). *Laboratoire de Luminescence, Université du Québec à Montréal*. Récupéré le 16 septembre 2012 de <http://lux.uqam.ca>.
- Veillette, J. J. (1983). Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 37(1), 67-84.
- Veillette, J. J. (1988). Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(1), 7-31.
- Veillette, J. J. (1996). *Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario*. Commission géologique du Canada, Bulletin 476.
- Veillette, J. J. (1996). *Géomorphologie et géologie du Quaternaire du Témiscamingue, Québec et Ontario*. Ottawa : Commission géologique du Canada, bulletin 476.
- Veillette, J. J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, North of the St. Lawrence River valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 187-216.
- Veillette, J.J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13, 945-971.
- Veillette, J.J. et Nixon, F.M. (1984). Sequence of Quaternary sediments in the Bélanger sand pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 59-68.
- Vincent, J.-S. (1989). Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. Dans R. J. Fulton (dir.). *Le Quaternaire du Canada et du Groenland, Géologie du Canada* (p. 266-295), vol. 1. Commission géologique du Canada.

- Wilson, M. E. (1924). *Régions d'Amprior, Quyon et de Maniwaki, Ontario et Québec*. Commission géologique du Canada, Mémoire 136.
- Wintle, A.G. (1973). Anomalous fading of Thermoluminescence in Mineral Samples. *Nature*, 245, 143-144.
- Wynne-Edwards, H. R. (1972). The Grenville Province. Dans R. A. Price et R. J. W. Douglas (dir.). *Variation in tectonic styles in Canada* (p. 263-334), Commission géologique du Canada.